Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern

(Tuxer Voralpen).

I. Teil (Stratigraphie und Petrographie).

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR ERLANGUNG DER

PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE. DER HOHEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT (II. SEKTION) DER KGL. BAYR. LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT ZU MÜNCHEN

VORGELEGT VON

EDUARD HARTMANN

AUS MÜNCHEN AM 12. JULI 1912.

Mit einer geologischen Übersichtskarte und 23 Figuren im Text.

Wien 1913.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, III. Steingasse 25

Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern

(Tuxer Voralpen).

I. Teil (Stratigraphie und Petrographie).

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR ERLANGUNG DER

PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE. DER HOHEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT (II. SEKTION) DER KGL. BAYR. LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT ZU MÜNCHEN

VORGELEGT VON

EDUARD HARTMANN

AUS MÜNCHEN AM 12. JULI 1912.

ACAD. LUGD. BAT. BIBL.

Mit einer geologischen Übersichtskarte und 23 Figuren im Text.

Wien 1913.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, III. Steingasse 25.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548308_0044

Inhaltsverzeichnis des I. Teiles.

Seite

Vorwort . . . . . 207 [1]

Einleitung . . . . . 208 [2]

A. Topographie . . . . . 208 [2]
I. Gebirgskämme . . . . . 208 [2]
II. Täler . . . . . 210 [4]

B. Hydrographie . . . . . 211 [5]
I. Hydrographie der Taler . . . . . 211 [5]
II. Hydrographie des Hauptmassivs . . . . . 211 [5]
III. Seen . . . . . 211 [5]

C. Literaturverzeichnis . . . . . 212 [6]

D. Wichtigere ältere Arbeiten . . . . . 214 [8]

Stratigraphischer Teil . . . . . 225 [19]
Übersicht . . . . . 225 [19]

A. Vortriadische Schichten . . . . . 226 [20]
I. Brennerschiefer (Kalkphyllite) . . . . . 227 [21]
II. Quarzphyllit . . . . . 230 [24]
III. Eisendolomit . . . . . 231 [25]
Verbreitung der paläozoischen Gesteine . . . . . 233 [27]

B. Mesozoische Schichten . . . . . 234 [28]

I. Triasgesteine . . . . . 234 [28]
1. Raibler (?) Schichten . . . . . 234 [28]
2. Triasdolomit . . . . . 240 [34]
3. Kössener Schichten . . . . . 241 [35]
Verbreitung der Triasgesteine . . . . . 246 [40]

II. Juragesteine . . . . . 253 [47]
1. Kieselkalke . . . . . 254 [48]
Fossilführung . . . . . 256 [60]
2. Konglomerate . . . . . 259 [53]
3. Kieseltonschiefer . . . . . 273 [67]
4. Bunte Tonschiefer . . . . . 274 [68]
5. Kalkführende Tonschiefer . . . . . 275 [69]
6. Quarzserizitschiefer mit und ohne Dolomitgerölle . . . . . 275 [69]
7. Sandige regenerierte Dolomite . . . . . 277 [71]
Verbreitung der Juragesteine . . . . . 278 [72]

C. Quartäre Ablagerungen . . . . . 280 [74]
I. Diluviale . . . . . 280 [74]
II. Alluviale . . . . . 281 [75]

D. Eruptiva der Tarntaler Berge (Diallagit, Gabbro, Diabas) . . . . . 281 [75]

Seite

Petrographischer Teil . . . . . 283 [77]

Überblick . . . . . 283 [77]

A. Petrographie der vortriadischen Schichten . . . . . 284 [78]

I. Petrographie der Brennerschiefer . . . . . 284 [78]

II. Petrographie der Quarzphyllite . . . . . 286 [80]

Charakter der Metamorphose *A* . . . . . 287 [81]

III. Petrographie des Eisendolomites . . . . . 288 [82]

B. Petrographie der mesozoischen Gesteine . . . . . 291 [85]

I. Petrographie der Triasgesteine . . . . . 291 [85]

1. Petrographie der Raibler (?) Schichten . . . . . 291 [85]
2. Petrographie des Triasdolomites . . . . . 297 [91]
3. Petrographie der Kössener Schichten . . . . . 298 [92]

II. Petrographie der Juragesteine . . . . . 299 [93]

1. Petrographie der Kieselkalke . . . . . 299 [93]
2. Petrographie der Konglomerate . . . . . 303 [97]
3. Petrographie der Kieseltonschiefer . . . . . 304 [98]
4. Petrographie der Tonschiefer . . . . . 307 [101]
5. Petrographie der Quarzserizitschiefer . . . . . 307 [101]
6. Petrographie der sandigen regenerierten Dolomite . . . . 308 [102]

Charakter der Metamorphose *C* . . . . . 309 [103]

C. Petrographie der Serpentinvorkommnisse . . . . . 311 [105]

Übersichtstabelle der Eruptiva der Tarntaler Berge . . . 311 [105]

I. Petrographie des frischen Diallagites . . . . . 311 [105]
II. Petrographie der gabbroiden Fazies des Diallagites . . . . 312 [106]
III. Petrographie der Diabasfazies des Diallagites . . . . . 314 [108]
IV. Petrographie des serpentinisierten Diallagites . . . . . 315 [109]
V. Kontakterscheinungen des Diallagites . . . . . 325 [119]
VI. Petrographie des Nephrites der Tarntaler Berge . . . . . 330 [124]
VII. Petrographie der Glaukophanschiefer . . . . . 332 [126]
VIII. Alter der Intrusion der Serpentinmuttergesteine . . . . . 336 [130]

Gesamtübersicht . . . . . 338 [132]

Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern.

(Tuxer Voralpen.)

Von **Eduard Hartmann** (München).

Mit 23 Figuren im Texte.

I. Teil (Stratigraphie und Petrographie).

Vorwort.

Zu vorliegender Arbeit gab Herr Professor A. Rothpletz die Anregung.

Ursprünglich waren für die Aufnahme der geologischen Karte der Tarntaler Berge die Sommermonate der Jahre 1909 und 1910 vorgesehen, allein die schlechte Witterung des Sommers 1910 und der Mangel guter topographischer Karten machten die Zugabe eines weiteren Sommers nötig.

Da die Sektionskopien, welche dem Verfasser vom k. u. k. Militärgeographischen Institut in Wien in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurden, vor allem wegen ihres zu kleinen Maßstabes für seine speziellen Zwecke nicht zu benützen waren, wurde vom Verfasser mit Hilfe der Sektionskopie eine topographische Karte der Tarntaler Berge im Maßstab 1 : 12.500 angefertigt. Diese bildet die Grundlage für die geologische Karte des zweiten Teiles.

Die vorliegende Abhandlung befaßt sich nur mit der Stratigraphie und Petrographie der Gesteine, welche am Aufbau der Tarntaler Berge teilnehmen, doch ließ es sich nicht umgehen, dabei mehrfach auf die tektonischen Verhältnisse Bezug zu nehmen. Letzteren ist ein eigener II. Teil gewidmet, welchem die geologische Karte beigegeben ist.

Für die Hilfe, welche ich im Laufe der Arbeit von meinen hochverehrten Lehrern erfuhr, vor allem von Herrn Professor Dr. Rothpletz, welcher zweimal mit dem Verfasser im Kartierungsgebiet weilte, dann von Herrn Professor Dr. Weinschenk, welcher bei der Bestimmung der Gesteinsdünnschliffe half, ferner von den Herren Professoren Dr. Broili, Dr. Stromer v. Reichenbach und Dr. Schlosser möchte ich an dieser Stelle nochmals herzlichst danken.

Mein Dank gebührt auch Herrn Dr. A. P. Young aus London sowie Herrn Pfarrer I. Schileo in Navis, welche mich mit sehr wertvollen Mitteilungen unterstützten.

Einleitung.

A. Topographie.

I. Gebirgskämme.

Das kartierte Gebiet, „Tarntaler Köpfe“ oder „Tarntaler Berge“ genannt, gehört den Tuxer Voralpen und damit dem Westende der Hohen Tauern an und umfaßt eine Fläche von annähernd 14 *qkm*.

Es besteht aus einem nördlichen und südlichen Hauptzug, welchen ein großes Hauptmassiv zwischengeschaltet ist.

Die beiden Hauptkämme sind im Gegensatze zum zentralen Teile wenig reich gegliedert und streichen im allgemeinen Ost-Nord-Ost.

Der nördliche Zug, hier „Schober-Mölszug“ genannt, beginnt im Westen mit drei flachen Köpfen und drei flachen Scharten, welche nördlich der „Oberen Latterer Alm“ liegen. Vom westlichsten Kopf ist nur der östlichste Teil in der Karte enthalten. Die östlichste der drei Scharten besitzt eine Höhe von 2332 *m*. Von ihr steigt der Grat zum wichtigen P. 2453 empor, zieht hinüber zur „Nördlichen Schoberspitze“ (2450), welche von der „Südlichen Schoberspitze“ durch eine tiefe Scharte getrennt ist[1]).

In seinem weiteren Verlauf trägt der Gebirgskamm den P. 2413, 2453 und kurz vor dem Umbiegen der Ost-Nord-Ost-Richtung in die Nord-Ost-Richtung die Klammer „Sonnenspitze“ (2496). Es folgen nunmehr die Scharte (P. 2416), dann (P. 2454), die „Mölser Scharte“ (2384) und der Gratrücken des „Mölser Berges“ mit den P. 2460 und 2428 und 2485.

Sieht man von den unbedeutenden, ostwärts gerichteten Gratrippen der Mölser Scharte ab, so weist der gesamte, bogenförmige, nicht ganz 4 *km* lange Schober-Mölszug nur drei bedeutende Abzweigungen auf, nämlich im Westen bei P. 2453 einen leicht S-förmig geschwungenen steilen Grat, der im allgemeinen nach Süden verläuft, ferner die schon erwähnte südliche Schoberspitze und endlich den scharfen, zum Klammerjoch herabziehenden Südwestgrat der Klammer Sonnenspitze.

Der südliche Hauptkamm, wir nennen ihn „Kreuzjöchel-Pluderling-Zug“. wird im Westen vom Kreuzjöchel (2539), in der Mitte vom P. 2493 und der Geierspitze (2858), im Osten vom Pluderling (2756) gebildet.

Die westliche Hälfte des zirka 4·5 *km* langen Grates entsendet nach Norden zwei größere Seitenäste. Der linke, westliche beginnt

[1]) Die nördliche Schoberspitze ist die Schoberspitze der Karte (P. 2450), die südliche die der Einheimischen (P. 2379).

steil westlich des Kreuzjöchels, zieht zur „Inneren Griffhütte“ hinab (2167) und verflacht sich allmählich gegen die „Klammer Ochsen-Alpe“ (1854[1]). Der rechte, östliche, zweigt flach beginnend bei P. 2348 vom Hauptkamm ab, wird mit P. 2282 und 2268 steiler und geht zuletzt in einen großen Steilabfall über, der in der Natur, nicht aber auf der Karte ziemlich auffälllig hervortretend bis zum Südgrat des P. 2453 (im Schober-Mölszug) hinzieht. Er setzt sich aus dem „Kreuzschroffen“ (2161), dem „Zirben-Schroffen (2134) und dem „Schwarzen Schroffen“ zusammen.

In der östlichen Grathälfte des Kreuzjöchel-Pluderlingkammes zweigt vom Pluderling eine gebogene scharfe Gratrippe nach Norden und von der Geierspitze der zackige „Sägenhorstgrat“ nach Süden ab.

Das Hauptmassiv selbst hat die Form eines riesigen rechteckigen Blockes, dessen Längsseiten ungefähr Nord-Süd streichen. Seine zerzackte Oberseite wird an der Nordkante vom schmalen, flach sich nach Westen neigenden „Untertarntal“, in der Mitte vom breiteren, kesselförmigen und höher gelegenen „Obertarntal“ in ostwestlicher Richtung durchfurcht.

Das Untertarntal hat zur Nordgrenze den zackengeschmückten Zug des „Nederers“ (2763[2]) und wird durch den Sonnenspitz-Westgrat vom Obertarntal getrennt. Dieses wird im Osten vom Sonnenspitz-Südgrat, im Süden von den kühnen Pyramiden des „Großen und Kleinen Reckners“ und dem diesen beiden vorgelagerten mächtigen Schuttwall umgrenzt. Der Große Reckner ist mit 2891 *m* der höchste Punkt des gesamten Gebietes. Vom Kleinen Reckner (2830) zieht ein von mehreren Steilstufen unterbrochener Westgrat, „Klein-Reckner-Westgrat“ genannt, bis zur „Schmirner-Reisse“ hinab. Die beiden Reckner sind zugleich am Aufbau der Südseite des Hauptmassivs beteiligt.

Diese besitzt ein schwach ausgeprägtes, sich nach Süden und Westen öffnendes Kar, gebildet von den Recknergipfeln und der kuppelförmigen „Geierspitze“ (2858). Mehrere bedeutende Steilstufen unterbrechen das mit Schutt reich bedeckte Gehänge.

Die Nordwand des zentralen Massivs stellt eine breite, mit Schutt und großem Blockwerk übersäte, im Durchschnitt etwa 35° geneigte Ebene dar, die südlich des Klammerjoches beginnt und in den oberen steilen Wänden des Nederer Kammes ihren Abschluß findet. An ihrer Ostseite verläuft der mit drei Türmen geschmückte Südgrat der „Klammerspitze“ (2520), welcher mit dem Nederer Hauptgipfel verschmilzt und sich am Hauptgipfel (P. 2520) in einen westlichen und östlichen Seitengrat spaltet. Die grasige Steilrinne, welche zwischen dem Ostgrat der Klammspitze und den mächtigen Felswänden im Süden zu einer schmalen Scharte = P. 2500 emporzieht, heißt bei den Einheimischen „die Sundiger“.

---

[1]) Auf den Sektionskopien und auf der Übersichtskarte der Sektion Hall wird sie irrtümlicherweise „Griff-Alpe“ genannt.

[2]) So heißt dieser Berg in der geologischen Literatur. Auf der Karte jedoch und von den Einheimischen wird er „Tarntaler Köpfe“ genannt. Sie haben eigentlich dem ganzen Gebiete den Namen gegeben.

Die Ost- und Westseite des Hauptmassivs weisen mächtige Steilabfälle auf. Die Ostwand wird besonders im Norden und in der Mitte durch eine mit Schutt erfüllte Terrasse in zwei sehr auffällige und überaus schroffe Absätze zerlegt. In den nördlichen Teil der reichgegliederten Westwand hingegen ist eine tiefe Rinne, der „Isselgraben", eingeschnitten, durch den man bequem in die zwei verborgen liegenden mit Seen geschmückten Hochtäler gelangt.

II. Täler.

Neben den ihrer Größe nach unbedeutenden Talbildungen des Hauptmassivs weist das Gebiet noch drei mächtige Täler oder Kare auf, welche durch die eigenartige, an eine römische I erinnernde Anordnung der Gebirgsmassen bedingt sind.

Im Osten haben wir das trogförmige „Lizumtal". Am Pluderling beginnend, zieht es, links von den unteren Sonnenspitz-Ostwänden begrenzt, gegen Norden und verbreitet sich östlich bis zur Mölser Scharte und zum Mölser Berg. Ein bei der Nordostecke des Tarntal-Hauptmassivs, beim „Wetzsteinbruch" beginnender und Nord-Süd streichender Abfall (P. 2210, 2208, 2221 und 2206) teilt im Norden das ganze Tal in eine westliche obere und östliche untere Hälfte. Letztere enthält die traulich gelegene Lizumalpe und das neue gastliche Schutzhaus der Alpenvereins-Sektion Hall mit zirka 2030 *m*. Das nordwestliche obere Lizumtal enthält noch den sogenannten „Melk-Platz".

Als zweites großes Hochtal ist im Westen das mächtige „Klamm-Tal" zu nennen, nach dem dortigen Bach genannt. Seine Grenzen sind im Norden der Schober-Sonnenspitz-Kamm, das Klammjoch, im Osten die Westwand des Tarntalmassivs, im Süden der Kreuzjöchel-Geierspitz-Zug. Der zentrale Teil dieses Tales, besonders derjenige, welcher sich an die Westwand des Hauptmassivs anschmiegt, heißt das „Grübl". Dieses enthält die „Knappenkuchel" [1]). Sie besteht aus den braunen Felsköpfen des „Kreuz"- und „Roten Schroffens" und dem namenlosen, langgestreckten Felsrücken, welcher dem P. 2182 nördlich vorgelagert ist.

Vom dritten, mächtigen Kar, dem „Mölstal" mit dem „Mölser Hochleger" reicht in das kartierte Gebiet nur der vom bogenförmigen Schober-Mölszug umgrenzte Teil mit den südlich gelegenen „Roßböden" und dem weithin sichtbaren „Kalten Kofel" (2318). Die westliche Umrahmung des Mölstales sei des Zusammenhanges halber erwähnt. Sie wird gebildet von der Naviser Sonnenspitze 2575 [2]) und der Seekarspitze 2702 und weiter nördlich vom Mollgrübler 2747.

---

[1]) Diese ist in der Sektionskopie an eine völlig unrichtige Stelle gesetzt.

[2]) Diese ist nicht zu verwechseln mit der „Klammer" und „Tarntaler" Sonnenspitze.

B. Hydrographie.

I. Hydrographie der Täler.

In innigstem Zusammenhang mit der Orographie steht die Hydrographie. Die drei genannten Kare lassen den Lizum-, den Klamm- und den Mölsbach entstehen.

Der Lizumbach entspringt am Pluderling und mündet außerhalb des Gebietes bei Wattens in den Inn. Von seinen vielen rechten und linken Nebenbächen sind besonders die mächtigen Quellen zu nennen, welche nordwestlich der Lizumalpe dem linken, schuttbedeckten Talgehänge entspringen.

Das große Klammhochtal besitzt in dem Klammbach eine zentral gelegene, nach Westen geneigte Sammelrinne. Ihn bilden zwei Bäche, welche in der Knappenkuchel entspringen und von vier starken Quellen gespeist werden, welche nahe am großen Westabfall aus dem schuttbedeckten Karboden hervorquellen. Der Klammbach mündet in die Navis, den Seitenbach der Sill.

Das Mölstal enthält im Süden wenig bedeutende Bäche und Rinnsale, welche zur Bildung oder Verstärkung des tiefer gelegenen, in den Lizumbach mündenden Mölsbaches beitragen.

II. Hydrographie des Hauptmassivs.

Die Entwässerung des unteren und oberen Tarntales erfolgt heutzutage nicht mehr oberirdisch durch den Isselgraben, wie die Sektionskopien angeben, sondern auf unterirdischem Wege. Das Regenwasser und sehr reichliche Schmelzwasser sammelt sich am Boden der beiden Täler in kleinen Seen an und verschwindet im Schutt oder wie im Untertarntal 1910 deutlich zu sehen war, auch im zerklüfteten anstehenden Gestein. Daß die verschwundenen Gewässer nach langem Weg durch Fels und Schutt in der Knappenkuchel als die schon angeführten ausgezeichneten Quellen wieder auftauchen, darf als sicher angenommen werden. Das südlich des Reckners gelegene Kar wird jedoch oberirdisch entwässert. Einmal ist der Abfluß des kleinen „Staffelsees" zu nennen, welcher „Obere Bach" heißt, und westlich von diesem auf der Südseite des Westgrates des Kleinen Reckners ein kleiner Bach, der einen Wasserfall bildet. Der „Obere Bach" mündet in den Schmirner Bach, dieser in die Sill.

III. Seen.

Der größte See des Gebietes ist der südöstlich der Geierspitze gelegene „Junssee". Sein unbedeutender Abfluß, der „Junsbach", mündet in den „Tuxer Bach", dieser in die Ziller. Um vieles kleiner als der Junssee sind zwei annähernd gleichgroße Seen: der westlich der Mölser Scharte befindliche „Mölssee" und am Klammerjoch der „Klammsee". Von sehr geringer Ausdehnung sind die vier Seen des Untertarntales und der in seiner Größe ziemlich schwankende See des Obertarntales.

Ein bemerkenswerter Zug der Hydrographie der Tarntaler Berge ist der, daß sämtliche Bäche trotz ihres verschiedenen, manchmal geradezu entgegengesetzt gerichteten Laufes dem Stromnetz des Inns angehören.

C. Literaturverzeichnis.

1. D. Frank Adams und I. Th. Nicolson, „An experimental investigation into the flow of marble". Philosophical Transactions of the royal society of London.
2. A. Arzruni, „Neue Beobachtungen am Nephrit und Jadeit". Zeitschr. f. Ethnologie 1883. XV.
3. F. E. Becke, „Livret-guide des excursions en Autriche du 9e Congrès géologique international". Wien 1903. Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. I. Teil. Exkursionen durch das Westende der Hohen Tauern (Zillertal). Mit Profilen und einer geologischen Übersichtskarte.
4. J. Blaas, „Über Serpentin und Serpentinschiefer aus dem Brenner Gebiete" (mit Tafeln und Profilen). Nova Acta der K. S. 1. Leop. Carol. D. Akademie der Naturforscher. Bd. LXIV. Nr. 1. Halle 1894.
5. — „Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen". 4. Mitteltirol, pag. 434 (mit Karte 1902).
6. K. J. Bogdanowitsch, „Die Nephritlagerstätten des Kuenlüngebirges. Verh. d. Kais. russ. Mineralog. Ges. 2 S. XXIX 1892, pag. 153 (Russ., Referat von E. Kaiser. N. Jahrb. f. Min. 1894, II, pag. 24).
7. G. G. Crick, „Notes on two Cephalopods collected by Dr. A. P. Young on the Tarntaler Köpfe in Tirol". Geological Magazine Nr. X, Oktober 1909, pag. 443—447.
8. C. Diener, „Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes" 1903.
9. A. Dieseldorf, „Nephrit im Muttergestein und neue Nephritfunde auf Neuseeland". Zentralbl. f. Min. 1901, pag. 335—344.
10. A. M. Finnlayson, „The Nephrite and Magnesian Rocks of the south Island of New Zealand". Pag. 351—381, Vol. 96, 1909. Quart. Journ. Geol. Society London.
11. A. Goldfuß, „Petrefacta Germaniae". Düsseldorf. 1834—1840.
12. F. Frech, „Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner". Wissenschaftl. Ergänzungshefte z. Zeitschr. d. Österr. Alpenvereines. II. Bd., 1. Heft, Innsbruck 1905.
13. W. v. Gümbel, „Geolog. Bemerkungen über die warme Quelle des Brennerbades und ihre Umgebung". Sitzungsber. d. Math.-phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. 1892, Bd. XII, Heft 1.
14. F. v. Hauer, „Geolog. Karte von Österr.-Ungarn". Wien, II. Aufl., 1875.
15. Fr. Heritsch, „Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner". 1912. I. S. d. Geol. Rundschau. Bd. III, Heft 3.
16. J. v. Kerner, „Die Karbonflora des Steinacher Joches". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 365—386 mit lithographischen Tafeln.
17. J. Martin, „Zone à avicula contorta ou Étage rhätien". Academie des sciences de Dijon. Tome XII, 1864.
18. W. Paulcke, „Alpiner Nephrit und die Nephritfrage". Verh. d. naturwiss. Vereines Karlsruhe 23. Bd. 1909—1910, pag. 77 - 86.
19. A. Penck und E. Brückner, „Die Alpen im Eiszeitalter". Leipzig 1909, pag. 333 u. 334.
20. A. Pichler, „Beiträge zur Geognosie Tirols (aus dem Inn- und Wipptale)". Zeitschr. d. Ferdinandeums Innsbruck (pag. 139—232 mit Karte und Profiltafel). 1859.
21. A. Pichler und J. Blaas, „Die Quarzphyllite bei Innsbruck". Tschermaks Min. Mitteil. 1882, pag. 503—518.
22. — „Zur Kenntnis der Phyllite in den Tiroler Zentralalpen." Tschermaks Min. u. petrogr. Mitteil. Neue Folge. Wien 1883 (pag. 293—303).

23. A. Rothpletz, „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen“ mit Profilen und Textfiguren. 1894.
24. — „Geologische Alpenforschungen II“, „Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse“. Pag. 208—214, München 1905.
25. B. Sander, „Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe“. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Sitzungsber. v. 1. Februar 1910.
26. — „Zur Systematik zentralalpiner Decken.“ V. 1910.
27. — „Geolog. Studien am Westende der Hohen Tauern“. 1. Ber. mit 4 Karten, 17 Textfig. Sonderabhandl. LXXXII. Bd. d. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl. 1911.
28. — „Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen“. Tschermaks Min. Mitteil. XXX. Bd. 1911.
29. — „Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigäuer Serien“. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1911. Nr. 15.
30. — „Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes“. Jahrb. d. k k. geol. R.-A. 62. Bd. 1912.
31. — Programm der geologischen Exkursionen in den Alpen (Graubünden und Tauerngebiet). V. Westende der Tauern (Tuxer Alpen). Geol. Rundschau, 1912.
32. G. Stache, „Aus der nördlichen Schieferzone des Zentralstockes der Zillertaler Alpen“. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1871.
33. — „Über die Steinkohlenformation der Zentralalpen“. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag. 78.
34. — „Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen“ mit einer Übersichtskarte. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1874.
35. G. Steinmann, „Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine„. Ber. d. Naturw. Gesellsch. Freiburg 1905.
36. — „Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose“. Sitzungsber. d. Niederrhein. Ver. f. Natur u. Heilkunde zu Bonn 1908.
37. — „Über Stellung und Alter des Hochstegenkalkes“. Mitteil. d. Geolog. Gesellsch. in Wien. III. Bd., 1910, pag. 285—299.
38. F. E. Suess, „Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie“. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894 mit Profilen, einer Karte und petrographischen Tafeln.
39. E. Suess, Antlitz der Erde. III. Bd. XIV. Abschnitt. „Die Alpen.“
40. P. Termier, „Sur la structure des Hohe Tauern“. C. R. CXXXIII.
41. — „Sur la synthèse géologique des Alpes orientales“ C. R. CXXXVII.
42. — „Les nappes des alpes orientales et la synthèse des Alpes“. Bull. Soc. géol. de France. 4e sér. tome III. 1904.
43. — „Les Alpes entre le Brenner et la Valteline“. Bulletin de la Soc. géol. de France. 4e Série 1905, pag. 209 u. ff.
44. Uhlig, „Über die Tektonik der Ostalpen“. Verhandl. d. Ges. d. Naturforsch. u. Ärzte. Salzburg 1909.
45. — „Der Deckenbau der Ostalpen“. Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien II. Bd. 1909.
46. O. A. Welter, „Bericht über neuere Nephritarbeiten“. Sonderabdruck aus d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, Heft 2, 1911.
47. O. Wilkens, „Der geologische Bau der Hohen Tauern“. Naturw. Wochenschr. N. F. 2904.
48. G. Winkler, „Die Schichten der *Avicula contorta*“. München 1859.
49. A. P. Young, „On a Serpentinrock from the mass of the Tarntaler Köpfe“ (Tirol). Mineralogical Magazine September 1907. Vol. V. Nr. IV, pag. 365—372.
50. — „Stratigraphy and Structure of the Tarntal Mass“. Quart. Journ. geol. Soc. 1908, pag. 596—603.
51. — „Structure and Phy-iography of the Tarntal Mass“. Geol. Mag. 1909. August 1909, pag. 339—347.
52. — „On the glaciation of the Navis Valley in North Tirol“. Geol. Mag. Juni 1910, pag. 244—258.

D. Wichtigere ältere Arbeiten.

1. A. Pichler, 1859. „Beiträge zur Geognosie Tirols." (Aus dem Inn- und Wipptale.) Zeitschrift des Ferdinandeums Innsbruck (pag. 139—232) mit Karte und Profiltafel.

A. Pichler ist der erste Geologe, der sich eingehender mit den Tarntaler Bergen beschäftigt hat. Er ist zu folgenden Resultaten gelangt:

Am Aufbau der Tarntaler Berge beteiligen sich „quarzige und kalkige Tonglimmerschiefer" und unterer Lias. Die kalkigen und quarzigen Tonglimmerschiefer sind metamorphe Sedimente. Sie haben zum größten Teil unbestimmbares Alter, umfassen jedoch möglicherweise auch den Lias.

Der Lias selbst besteht aus: VIII. Serpentin, VII. Ophikalzit, VI. Chloritschiefern, V. Talkschiefern, IV. grünlichen und weißgrauen, quarzhaltigen Kalkschiefern, III. bunten, manchmal stark metamorphen Tonschiefern, II. dunkelgrauen, körnigen, serizitischen Kalken mit: *Lithodendron*, *Pentacrinus*, *Gervillia inflata* und Belemniten, I. einem mächtigen grauen, kristallinen, bisweilen brecciösen „Kalk".

Vielleicht vertritt ein Teil der belemnitenführenden Kalke die Fleckenmergel. Der Serpentin ist durch Metamorphose aus dem Lias entstanden.

2. G. Stache, 1871. „Aus der nördlichen Schieferzone des Zentralstockes der Zillertaler Alpen." V. R.-A. 1871.

Der Publikation können wir entnehmen, daß in den Tarntaler Alpen Staches große Tonglimmerschiefergruppe vertreten ist.

Diese hat vorherrschend karbonisches Alter, umfaßt jedoch auch ältere und jüngere Schichten und wird im Norden von den Quarzphylliten der Innsbrucker Gegend, im Süden vom Zillertaler Zentralgneis und im Westen vom Stubaier Glimmerschiefer begrenzt.

3. G. Stache, 1872. „Über die Steinkohlenformation der Zentralalpen." V. R.-A. 1872, pag. 78.

Stache spricht davon, daß er in den „kalkigen Tonglimmerschiefern Pichlers" „einen schlechterhaltenen Pflanzenrest mit deutlichen Rippen gefunden habe, welche lebhaft an Sigillarien erinnern."

4. G. Stache, 1874. „Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen." J. R.-A. 1874. (Mit einer Übersichtskarte.)

Die Ausführungen sind unklar gehalten. Doch haben sicher manche Punkte auf unser Gebiet Bezug. Pichlers quarzige und kalkige Tonglimmerschiefer heißen bei ihm Kalktonphyllite und Quarzphyllite. Beide Gruppen können sich stellenweise vertreten und gehören zumeist dem Paläozoikum an, sie reichen jedoch auch bis in die protozoische Periode. In den höheren, zumeist karbonischen Gliedern treten zwei große Faziesbezirke auf. An den Küstenrändern findet sich die „Riffazies". Sie besteht aus Dolomiten, Kalken, Sandsteinen, Quarzkonglomeraten, Quarziten, Rauhwacken, violetten und grünen Schiefern und Chlorit und Serpentingesteinen. Ein Teil der

genannten Bildungen wird jedoch vorsichtigerweise auch der Trias und dem Lias zugerechnet. Die „Tiefseefazies" ist wieder durch die schon mehrfach genannten Quarzphyllite und Kalktonphyllite vertreten.

5. F. v. Hauer, 1875. „Geologische Karte von Österreich-Ungarn." Wien, 2. Auflage.

Sie gibt für das Gebiet die Primärformation, das Karbon und den Serpentin an.

6. A. Pichler und J. Blaas, 1882. „Die Quarzphyllite bei Innsbruck." Tschermaks Mineralogische Mitteilungen 1882, pag. 503—518.

Die südlich von Innsbruck gelegenen Quarzphyllite werden zum erstenmal petrographisch untersucht. Sie sind ursprüngliche, aus Lösungen ausgeschiedene Produkte, keine metamorphen Sedimente.

7. A. Pichler, 1883. „Zur Kenntnis der Phyllite in den Tiroler Zentralalpen." Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen. Neue Folge, 5., Wien 1883, pag. 293—303.

Der 1882 schon beschriebene Quarzphyllit, hier schlechtweg nur Phyllit genannt, wird charakterisiert durch das Auftreten von gut ausgebildeten Turmalinen und Feldspaten mit Helizitstruktur. Dem Alter nach liegt der Phyllit zwischen den „Wildschönauer Schiefern" und der alpinen Gneisformation. Die ehemals Tonglimmerschiefer, jetzt Kalkphyllite genannten Schiefer werden als jüngere Einlagerungen des Quarzphyllits aufgefaßt.

8. A. Rothpletz, 1894. „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen." Mit Profilen und Textfiguren.

Rothpletz veröffentlicht in demselben die Ergebnisse mehrfacher Besuche der Tarntaler Berge. Über ein altes, stark und unregelmäßig abgetragenes Gebirge, das aus den „paläozoischen Brennerschiefern" (Pichlers kalkige Tonglimmerschiefer oder Kalkphyllite) und archäischen, mit zwei Dolomiteinlagerungen versehenen Quarzphylliten (Pichlers quarzige Tonglimmerschiefer, Staches Quarzphyllite) besteht, transgrediert die Trias mit ihren höheren Gliedern. Sie beginnt mit sandigen Verrucano- oder sernifitartigen Schiefern, umfaßt einen mächtigen Dolomit, auf dem normal die versteinerungsführenden „Kössener Schichten" liegen.

Auf den „Kössener Schichten" liegt normal eine 300—400 *m* mächtige, durch reichen Fazieswechsel ausgezeichnete Liasserie, welche an der Mölser Scharte vielleicht mit sandigen Schiefern transgrediert. Als Grenze zwischen Trias und Lias wird uns ein stark brecciöses Dolomitband angegeben.

Es ruht auf den versteinerungsreichen Kössener Schichten, hat zum Hangenden pentacrinusführende Kalke, sodann violette und grüne Tonschiefer mit eingelagerten grünen Wetzsteinschiefern, ferner Ophikalzit, wiederum Tonschiefer vom Typus der schon genannten und zum Abschluß den mächtigen Serpentin. Der Serpentin wird als Lager aufgefaßt, die Ophikalzite als Lagergänge mit möglicher Kontaktmetamorphose.

Das alte Gebirge zeigt nach Rothpletz die Struktur eines Fächers. Seine nördliche Hälfte bilden die liegenden Quarzphyllite, den Süden die hangenden Brennerschiefer. Das mesozoische Gebirge

besteht aus annähernd ost-west-streichenden Mulden und Sätteln und ist an der Ostseite des Hauptmassivs durch eine bedeutende Verwerfung gestört. Angedeutet werden auch Verwerfungen der älteren Schichten.

9. J. Blaas, 1894. „Über Serpentin und Serpentinschiefer aus dem Brennergebiete". (Mit Tafeln und Profilen.) Nova Acta der K. S. 1. Leop. Carol. Akademie der Naturforscher. Bd. LXIV. Nr. 1, Halle 1894.

Nach Blaas kommen in den Tarntaler Bergen ungefähr die gleichen Serpentingesteine wie bei Matrei und Pfons vor. Die petrographische Untersuchung hat für diese folgende Resultate geliefert: „Feldspat- und chloritführende Schiefer unterlagen einer intensiven mechanischen Deformation, mit welcher ein durchgreifender chemischer Umsatz des ursprünglichen Mineralbestandes verbunden erscheint.

Der Feldspatbestandteil verschwindet, der chloritische verliert mehr und mehr seine Tonerde, wodurch das Serpentinmolekül desselben herrschend wird. Von außen zugeführt wurde Kalk. Im Laufe der Umwandlung tritt Kalk und ein augitisches Mineral auf, welch letzteres wieder der Serpentinisierung anheimfällt."

10. F. E. Suess, 1894. „Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie." J. R.-A. 1894. (Mit Profilen, einer Karte und petrographischen Tafeln.)

F. E. Suess trennt wie Rothpletz ein älteres Gebirge von einem jüngeren. Das ältere besteht aus Kalkphylliten und aus Quarzphylliten. Die Kalkphyllite (bei Rothpletz Brennerschiefer) sind präkambrisch, die Quarzphyllite (bei Rothpletz Quarzphyllite) karbonisch. Letztere gleichen nämlich petrographisch ganz den Quarzphylliten des Steinacher oder Nößlacher Joches und haben wie diese Einlagerungen eines rotbraun anwitternden Dolomits. Die Quarzphyllite des Steinacher Joches gelten deshalb als karbonisch, da sie mit sicheren oberkarbonischen Schichten in Verbindung treten. Die Quarzphyllite bilden im Norden eine Antiklinale, an die sich im Süden, durch eine vorpermische Verwerfung getrennt, die Kalkphyllite anschließen. Quarz- und Kalkphyllite sind aus Sedimenten durch Dynamometamorphose hervorgegangen.

Über das alte Gebirge transgrediert nun das Perm und die Trias. Das Perm besteht aus einer verrucanoartigen Quarzserizitbreccie oder Grauwacke (bei Rothpletz sernifitartiger Schiefer, l. c. pag. 16). Auf ihr liegen lokal wenig mächtige, eisenreiche, gelbverwitternde Kalkbänke, im allgemeinen aber folgen die plattigen, violetten und grünen Quarzitschiefer = „Tarntaler Quarzitschiefer". (Bei Rothpletz violette und grüne Tonschiefer.) Sie enthalten oft zahlreiche Zwischenlagen eines eisenreichen, gelben plattigen Kalkes und mächtige, ehemals linsenförmige Massen eines Olivin-Serpentins mit vielen Diallagen.

Auf den permischen Gesteinen kam nun die Trias mit mächtigen Dolomiten und Kalken zum Absatz. Sie enthält auch Dolomitbreccien. Alle permischen und triadischen Gesteine sind mehr oder minder stark metamorphosiert und in ihrer Lagerung gestört.

So wurde durch die gebirgsbildenden Kräfte die Trias in parallele Ost-nord-ost streichende, sich gegen Westen senkende Falten gelegt. In den Tarntaler Bergen, am Hauptmassiv, wurde das Perm (die Tarntaler Quarzitschiefer mit dem intrusiven Serpentin) auf die Trias des Hauptmassivs von Süden nach Norden hinaufgeschoben oder gefaltet.

Das vom Perm überschobene mesozoische Hauptmassiv sank dann längs Verwerfungen in die Tiefe, wobei sich an der Geierspitze und Sonnenspitze Schleppungserscheinungen herausbildeten. Den tektonischen Kräften sowohl als auch den zirkulierenden Wässern und Lösungen wird die Entstehung der mit Kalzit verkitteten Serpentinbreccien und der Ophikalzite zugeschrieben.

11. J. Blaas, 1902. „Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen.“ 4. Mitteltirol, pag. 434. (Mit Karte.)

Blaas gibt in demselben eine Übersicht der Auffassungen von Pichler, Blaas, Rothpletz und F. E. Suess.

Die beiliegende Karte gibt karbonische Quarzphyllite und Kalkphyllite unbestimmten Alters, sodann Perm, Trias, überschobenes Perm und Serpentin an.

12. C. Diener, 1903. „Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes.“ 1903.

Diener hält sich, wie aus Text und Übersichtskarte hervorgeht, im wesentlichen an die Ergebnisse von F. E. Suess.

13. F. E. Becke und F. Löwl, 1903. „Livret-guide des excursions en Autriche du 9e congrès géologique international Vienne 1903.“ „Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern.“

F. Becke, I. Teil „Exkursionen durch das Westende der Hohen Tauern“ (Zillertal). Mit Profilen und einer geologischen Übersichtskarte.

Aus dem Text und der Karte ist herauszulesen: Die mesozoischen Massen der Tarntaler Berge transgredieren über die wahrscheinlich paläozoischen Kalkphyllite (bei Rothpletz Brennerschiefer, bei F. E. Suess Kalkphyllite) und die älteren Quarzphyllite, welche den „Pinzgauer und Pustertaler Quarzphylliten“ gleichgestellt werden. Die Kalkphyllite gehören dem weniger metamorphen Teil der Schieferhülle des intrusiven Zentralgranits an, welchem vielleicht mittelkarbonisches Alter zukommt. Ihre Grenze gegen die Quarzphyllite ist eine tektonische. Sie enthalten auch Serpentingesteine, welche umgewandelten, basische Eruptivgesteine darstellen.

14. P. Termier, 1905. „Les Alpes entre le Brenner et la Valteline.“ Bulletin de la Société Géologique de France. 4. Serie 1905, pag. 209 u. ff.

Nach Termier gibt es in der Brennergegend vier große übereinanderliegende „nappes“ (Decken). Zur untersten gehört der Zentralgneis, dessen unmittelbare Schieferhülle mit ihren kristallinen Kalken, Quarziten, Konglomeraten, Glimmerschiefern, Amphiboliten und mit dem „Hochstegenkalke“ Beckes. Diesem kommt nach Termier mitteltriadisches Alter zu. Die zweite nächst-

höhere „Decke" bilden die „Schistes lustrés" (Rothpletz „Brennerschiefer", F. E. Suess und Becke „Kalkphyllite"). Sie führen grüne Gesteine (umgewandelte Gabbros und Serpentine, Sprechenstein und Braunhof bei Sterzing) und sind mesozoisch bis neozoisch.

Die dritte Decke besteht hauptsächlich aus den permischen Stubaier Glimmerschiefern und den darauf abgelagerten, triadischen Dolomiten des Tribulaungebirges (Tribulaundecke).

Die hangendste, vierte Decke bilden paläozoische Quarzphyllite. Zu diesen gehören die „karbonischen" Quarzphyllite des Steinacher Joches und die Quarzphyllite nördlich des Navisertales. Zur vierten Decke gehören auch die mesozoischen, vornehmlich triadischen Gebirgsmassen, welche auf den genannten Quarzphylliten ruhen.

Nach Termier haben die Tarntaler Berge nur an der nappe 2 (Brennerschiefer) und nappe 4 Anteil (Dolomit und Kalke der Tarntaler Berge und Quarzphyllite); denn nappe 1 ist nicht sichtbar, da sie von der nappe 2 und 4 bedeckt wird und nappe 3 ist gerade im kartierten Gebiete durch Auskeilen verschwunden.

15. F. Frech, 1905. „Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner." Wissenschaftl. Ergänzungshefte z. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereines. II. Bd. 1. Heft. Innsbruck 1905

Frech hat im wesentlichen die Resultate und die Karte von F. E. Suess übernommen. Neu ist die Auffassung der triadischen Dolomitbreccie, welche nunmehr als tektonische Bildung, aus dem Hauptdolomit entstanden, angesehen wird. Eine Übersichtstabelle der zentralalpinen Trias gibt für die Tarntaler Berge „Carditaschichten" an. Doch werden im Text und auf der Karte darüber keine näheren Angaben gemacht. Näheres erfahren wir über die Altersbestimmung der karbonischen Quarzphyllite und der präkambrischen Kalkphyllite („karbonische Quarzphyllite" Frechs, bei Rothpletz: archäische Quarzphyllite, bei Becke: Pustertaler und Pinzgauer Quarzphyllite; präkambrische Kalkphyllite Frechs bei Rothpletz: paläozoische Brennerschiefer, bei Becke: paläozoische Kalkphyllite, bei F. E. Suess: präkambrische Kalkphyllite).

Bei der Altersbestimmung der „karbonischen Quarzphyllite" stützt sich Frech vornehmlich auf die Resultate der J. v. F. Kernerschen Abhandlung.

„Die Karbonflora des Steinacher Joches." J. R.-A. 1897, pag. 365—386. Mit lithographischen Tafeln (Nr. VIII—X).

Am Steinacher Joch liegen auf quarzigem, von grauen, braunanwitternden Eisendolomiten durchsetzten Phylliten, Quarz-, Kalk- und Schiefergerölle führende Konglomerate und Sandsteine, welche Anthrazitschiefer enthalten. In den Anthrazitschiefern finden sich sicher die unteren „Ottweiler" — vielleicht auch noch die oberen „Saarbrücker Schichten". Die Konglomerate und Sandsteine werden selbst wieder von den quarzreichen Phylliten bedeckt, vielleicht tek-

tonisch, vielleicht stratigraphisch. Mit diesen auf Grund der eben angegebenen Tatsachen allgemein für Karbon angesehenen Quarzphylliten haben nach Frech die Quarzphyllite der Tarntaler Berge manche Punkte gemeinsam.

Abgesehen davon, daß sie den Nößlachern Quarzphylliten sehr ähnlich sehen, enthalten sie, wie schon F. E. Suess angegeben, ebenfalls einen braunanwitternden Dolomit und schließlich liegen auf ihnen ebenfalls Quarzkonglomerate, die zum Teil jedoch in „Quarzserizitbreccien" umgewandelt sind und von Frech teilweise zum „Karbon" gestellt werden (l. c. pag. 14), während sie Suess dem „Perm oder der Untertrias" einverleibt. Versteinerungsführende oder versteinerungslose Anthrazitschiefer konnten bisher in ihnen noch nicht gefunden werden. Lediglich auf Grund der eben genannten Vergleichspunkte werden die Quarzphyllite der Tarntaler Berge von Frech für karbonisch gehalten.

Die Kalkphyllite gehören der Schieferhülle des Zentralgneises an, welche präkambrisch ist. Sie besteht zu unterst aus silikatreichen Grenzschiefern, sodann aus den ebengenannten Kalkphylliten und zu oberst aus Quarzphylliten. Äquivalente dieser „präkambrischen Quarzphyllite" überlagern im Norden unseres Gebietes nach Frechs Ansicht scheinbar konkordant die „karbonischen" Quarzphyllite.

16. A. P. Young (London), 1907 „One a Serpentinrock from the mass of the Tarntaler Köpfe" (Tirol). Mineralogical Magazine. September 1907. Vol. VIV, Nr. 5, pag. 365—372.

Young schildert einige Prozesse, welche der Serpentin der Tarntaler Berge durchzumachen hatte, bis er seine heutige Beschaffenheit und Lage erreichte. In vortriadische, kristalline Schiefer (F. E. Suess, Tarntaler Quarzitschiefer) dringt das Serpentinmuttergestein ein. Mit der Intrusion dieses Eruptivgesteines war eine Faltung der Schiefer verbunden. Die Kräfte, welche dieselbe hervorriefen, bildeten auch eine schieferige Randfazies des Serpentinmuttergesteines heraus und würden auch den Kern desselben schieferig entwickelt haben, wenn sie nicht plötzlich zu wirken aufgehört hätten. Der Kern erstarrte dann mit richtungsloser Struktur. (Ungeordnete Augite.) Die Schiefer und das Serpentinmuttergestein wurden dann auf die Trias hinaufgeschoben oder gefaltet. Hierfür gilt als Beweis einmal die mit F. E. Suess angenommene Altersverschiedenheit der hangenden und liegenden Gesteine im Hauptmassiv, ferner die Tatsache, daß die jetzt hangenden überschobenen, vortriadischen, kristallinen Tarntaler Quarzitschiefer von zahlreichen parallelen, senkrechten Klüften durchsetzt werden, welche nicht in die liegenden Triasgesteine hinabreichen.

17. A. P. Young, 1908. „Stratigraphy and Structure of the Tarntal Mass". Quart. Journal Geol. Soc. 1908, pag. 596—603.

Auf Grund der heutigen Aufschlüsse am Nederer (Tarntaler Köpfe) und im oberen Tarntal wird vom Verfasser folgendes Profil aufgestellt:

Zone III.	8. Serpentin 7. Ophikalzit 6. Tarntaler Quarzite mit Kalkschichten etc.	wenig gestört	Obertarntal.
Zone II.	5. Kalkschichten mit grünen Bändern 4. Dolomitbreccie 3. Kalkschichten	stark gestört	Nederer.
Zone I.	2. Lias-Kalksteine 1. Hauptdolomit mit Kössener Schichten		

Nach Young lautet aber die normale ungestörte Schichtenfolge folgendermaßen:

4. Lias 3. Rhät (Kössener Schichten) 2. Hauptdolomit		Trias.
1.	Tarntaler Quarzit mit Kalkschichten Serpentin mit Ophikalzit	Vortrias.

Die Lagerungsverhältnisse am Nederer werden deshalb folgendermaßen erklärt:

Zone I liegt normal auf Tarntaler Schiefern mit ihren Kalken und Serpentingesteinen und bilden den unteren Schenkel einer großen Falte, deren oberer Schenkel von Zone II und III gebildet wird, 3 wäre dann das verkehrt liegende 2; 4 das 1; 5 + 6 + 7 + 8 die verkehrt liegenden vortriadischen Schichten. Eine andere Erklärung des Profils rechnet damit, daß I ebenfalls normal liegt und mit II eine Falte bildet, deren oberer Schenkel = II durch Streckung an Mächtigkeit der Schichten eingebüßt hat. 3 ist wieder das verkehrt liegende 2, 4 das reduzierte 1.

Über die Falte ist nun III eigens darübergeschoben, und zwar so, daß eine Verwischung der Schichtgrenzen von II und III eintrat.

Die Eigenschaften sämtlicher in der Tabelle angeführten Gesteine werden in ökogene = an Ort und Stelle, vor den tektonischen Bewegungen erworbene und in apökische = während oder nach diesen erlangte eingeteilt.

Als ökogen wird bezeichnet:

1. Die Bildung der Tarntaler Schiefer — sie erfolgte in gleicher Weise wie die der alten Quarzphyllite (Tiefenmetamorphose).
2. Die Intrusion des Serpentinmuttergesteines, seine Kontaktwirkung an Kalken, welche heute von Serpentin umschlossen werden, und an Kalken, welche mit den Tarntaler Schiefern vorkommen.
3. Die Bildung der Ophikalzitgesteine.
4. Die allmähliche Verfestigung des Magmas.

Apökisch hingegen ist:

1. Die Trennung des Eruptivgesteines von seinem Zufuhrkanal.
2. Zum Teil seine Serpentinisierung.

3. Die Kataklasstruktur der Augite, des Serpentinkernes.
4. Die anormale Lagerung der Tarntaler Schichten.
5. Die mit den tektonischen Bewegungen verknüpften Faltungs- und Stauchungserscheinungen der Sedimente, insbesondere der Schichten, welche die Breccie 4 in Zone II umgeben.
6. Breccienbildung.

18. A. Penck & Brückner, „Die Alpen im Eiszeitalter". Leipzig 1909.

In diesem Werke ist die Rede vom alten Navisgletscher, welcher das Geschnitzstadium vertritt mit einer Schneegrenze von 2100 *m* (600 *m* unter der heutigen), ferner von den Endmoränen dieses Gletschers, die am Ende des Navistales bei Matrei abgesetzt wurden.

19. A. P. Young, 1909. „Structure and Physiography of the Tarntal Mass." Geol. Magazine August 1909, pag. 339—347.

Young berichtet von den Fossilresten (*Arnioceras cfr. Arnouldi Dumortier, Belemnites sp.* und Diatematidenreste), welche er im Jahre 1908 gefunden und Dr. G. C. Crick[1]) (London) und Dr. Bather (London) zur Bestimmung übergeben hatte.

Weiterhin erfahren wir, daß die Tarntalbreccie 4 in Zone II des Nederer Profils (cfr. Young, 1908) für karbonisch zu nehmen ist. Mehrere Beobachtungen in den Nachbarbergen, so am Mieselkopf, haben Young zu dieser Auffassung geführt. Einmal wird darauf hingewiesen, daß die Tarntalbreccie am Mieselkopf die gleiche rotbraune Verwitterungsfarbe zeigt wie der „karbonische Eisendolomit" F. E. Suess' in der Knappenkuchel. Weiterhin erfahren wir, daß es auf der Ostseite des Mieselkopfes eine Tarntalbreccie gibt, welche in parallele Platten gespalten ist, zwischen die ein jetzt umgewandeltes „gneisartiges Gestein mit Mineralien der Glimmer, Chlorit und Serpentingruppe" nach Art eines Intrusivgesteines eingedrungen ist und daß Quarzadern, wohl die parallelen Platten der Tarntalbreccie durchsetzen, nicht aber das „gneisartige" Gestein.

Young fand nun im Obertarntal ein Stück einer Tarntalbreccie, welches grünen Talk enthält, so wie er in der Nähe der großen Serpentinstöcke vorkommt. Diese Erscheinung und das Auftreten des gneisähnlichen Gesteines am Mieselkopf werden nun in Beziehung gebracht und folgende Schlüsse gezogen: In den Tarntaler Bergen lassen sich zwei zeitlich voneinander getrennte Intrusionen feststellen, welche von einem Magmaherd ausgehen. Das Verhältnis der beiden Intrusionen zu den Sedimentgesteinen ist folgendes: zunächst kam die Tarntalbreccie auf den Tarntaler Quarzitschiefern, welche ihren gefalteten Charakter schon fast erlangt hatten, zum Absatz, dann wurde sie in parallele Platten zerlegt. Zwischen diese dringt das Magma der ersten Intrusion ein. (Talk im Obertarntal und „gneisähnliches Gestein" am Mieselkopf). Diese Intrusion ist im Vergleiche zu der später stattfindenden zweiten sehr unbedeutend. Die spätere

[1]) G. Crick, „Notes on two Cephalopods collected by Dr. A. P. Young on the „Tarntaler Köpfe in Tirol". Geological Magazine No. X. Oktober 1909, pag. 443—447.

fand nur in den Tarntaler Quarzitschiefern statt und lieferte das Muttergestein zu den mächtigen Serpentinstöcken des Großen und Kleinen Reckners. Auf den Tarntaler Quarzitschiefern lagert sich dann der Hauptdolomit, die Kössener Schichten und der Lias ab. Diese drei Formationsglieder bilden zusammen den „Knappenkuchelblock". Die Tarntaler Quarzitschiefer hingegen und die früher erwähnten mit ihnen verknüpften grünen Kalke nebst den Serpentingesteinen liefern den „Recknerblock".

Der „Recknerblock" ist nun auf den „Knappenkuchelblock" hinaufgeschoben oder gefaltet, wobei die Tarntaler Breccie in die Liaskalke hineingepreßt wurde. Wie die nachstehende Schichtfolge am Nederergipfel:

5. Grüne Quarzite mit roten Hämatitschichten mit wohlentwickelten Schichtflächen und reichlichen, scharf begrenzten Bändern senkrecht zur Faltung. 73 *m*.

4. Dolomitband, reichlich mit Quarzadern durchsetzt, mit Dolomitbreccie, hier Tarntaler Dolomit genannt. Dieses Gestein mehr zerbrochen als gewalzt (shearing) ist bei den faltenden Prozessen in die Schichten hineingeknetet worden. 75 *m*.

3. Zone der größten Störung. Kalkschichten mit deutlicher mechanischer Faltung. 95 *m*.

2. Kalksteine verschiedentlich gebankt, mit Nordostfallen, sonst wenig gestört. 40 *m*.

1. Massiver Dolomit ungeschichtet, stellenweise brecciös ohne Anzeichen von Verwalzung. 330 *m*.

zeigt, ist der Recknerblock entweder der verkehrt liegende obere Schenkel, der Knappenkuchelblock der normal liegende, untere Schenkel einer großen liegenden Falte; oder der Recknerblock ist selbständig über den normal liegenden Knappenkuchelblock hinweggeschoben. Zwischen 3 und 4 ist nach Young die Zone der größten Störung.

20. B. Sander, 1910. „Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe." V. R.-A. Sitzung vom 1. Februar 1910.

In dieser vorläufigen Mitteilung gibt Sander folgende Übersicht: „Eine aus den verschiedensten Gesteinen gemischte Breccie ist in unverkennbar einheitlicher Ausbildung in den Tuxer Voralpen reichlich vertreten.

Die Tarntaler Breccie enthält einerseits noch rhätische Fragmente, ist also postrhätisch, anderseits geht sie aus Grauwacken durch Aufnahme von Dolomit hervor. Entweder ist die Einmischung der Dolomitbrocken in die Grauwacken oder die Einbeziehung der rhätischen Fragmente in die Breccie grobmechanisch erfolgt.

Auch Übergänge der Tarntaler Breccie in reine Dolomitbreccien kommen vor, welch letztere Stadien zeigen, welche für Druckbreccien sprechen.

Nach der Zementierung der Tarntaler Breccie sowohl als der Dolomitbreccie wurde erstere derzeit darüberliegenden Tonschiefern, letztere derzeit darunterliegenden Kalkphylliten und kalkfreien Glanz-

schiefern in bedeutendem Ausmaß, wahrscheinlich tektonisch einverleibt. Die pyritführenden schwarzen Tonschiefer von der Basis des Kalkes der Saile (bei Innsbruck) sind auch in den Tuxer Voralpen vertreten. Die Rauhwacken der Tuxer Voralpen können von Gips begleitet werden."

21. E. Suess, 1910. Das Antlitz der Erde. III. Bd. Vierzehnter Abschnitt. „Die Alpen." Pag. 191.

Wir entnehmen, daß die Tarntaler Berge mit ihren Quarzphylliten, Brennerschiefern, Trias-, Jura- und Serpentingesteinen zu Suess' „lepontinischer Decke" zu rechnen sind.

22. G. Steinmann, 1910. „Über Stellung und Alter des Hochstegenkalkes." Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien. III. Bd., 1910, pag. 285—299.

Die Brennerschiefer und der Serpentin des Tarntalmassivs gehören der „rhätischen Decke" an. Der Serpentin ist aber durch „antiklinale Einfaltung in die tieferen Teile der ostalpinen Decke gelangt".

23. A. P. Young, 1910. „On the Glaciation of the Navis valley in North-Tirol." Geological Magazine, New Series V. Decad. Vol. III. Nr. VI. Juni 1910, pag. 244—258.

Young stellt zwei Präwürmeiszeiten und zwei Postwürmeiszeiten mit je einer Schneegrenze von ca. 2400 bzw. 2650 fest, ferner Erosionserscheinungen, welche das Grübelkar und Obertarntal hervorriefen.

24. B. Sander, 1911. „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern." 1. Bericht mit 4 Karten, 17 Textfiguren, Sonderabdruck. LXXXII. Bd. d. Denkschr. d. kais. Akad. d. W. math.-naturw. Klasse, pag. LXXXII.

Die Arbeit gibt vor allem eine Übersicht der Gesteine, welche am Aufbau des Tauernwestendes beteiligt sind.

Es werden ausgeschieden:

I. Kalke und Dolomite, unter diesen: 1. Kalkmarmore = Tuxer Marmor; 2. Bänderkalke; 3. Dolomite, *a*) Dolomitmarmore, *b*) Pfitscherdolomite, *c*) helle und dunkle, brecciöse Dolomite (Dolomite der Maulser und Tarntaler Trias), *d*) Rauhwacken, *e*) Eisendolomite; II. Glanzschiefer; III. Quarzite; IV. Grauwackengneise; V. Knollengneise; VI. Grünschiefer, Serpentin, Talk; VII. Amphibolite; VIII. Phyllite; 1. Kalkphyllite, 2. Quarzphyllite, IX. Augengneise, X. Greinerschiefer, XI. Zentralgneise.

Leider werden bezüglich des Alters der einzelnen Gesteine keine näheren Angaben gemacht. Von den wichtigen Resultaten der Arbeit ist der Nachweis hervorzuheben, daß sehr charakteristisch ausgebildete Gesteine, wie die Bänderkalke, Rauhwacken, Rauhwackenbreccien, Quarzite, Grauwacken, Kalkphyllite und Quarzphyllite, sowohl in „lepontinischen" wie in „ostalpinen" Arealen vorkommen.

In den Tarntaler Bergen kommen von den oben genannten Gesteinen vor:

1. Die Bänderkalke, 2. die brecciösen hellen und dunklen Triasdolomite (Tarntaler Dolomite in Verbindung mit diesen polygene Tarntaler Breccie), 3. die Rauhwacken, 4. Eisendolomite, 5. Glanzschiefer, 6. Quarzite, 7. Grauwacken = Tuxer Grauwacken, 8. Serpentin, 9. Kalkphyllite, 10. Quarzphyllite.

Die Bänderkalke, Tarntaler Dolomite und Rauhwacken werden anscheinend der Trias zugerechnet, die Tuxer Grauwacken gehören vielleicht dem Oberkarbon an.

Die Bänderkalke kommen auf der südl. Geierspitze, an der Klammspitze (hier Crinoidenreste führend) und am Grafmarterspitz-Südgrat vor.

Die Rauhwacke auf der Südseite der Geierspitze, der „Tarntaler Dolomit" (brecciöser Hauptdolomit bei F. E. Suess) beteiligt sich am Aufbau des Hauptmassivs und der Südseite der Geierspitze.

Bei Mauls liegt auf Bänderkalken Rauhwacke und auf diesen Triasdolomit. In den Tarntaler Bergen (Geierspitzsüdseite) auf gleichen Bänderkalken gleiche Rauhwacke, jedoch auf der Rauhwacke anstatt des Maulserdolomits der brecciöse, helle und dunkle „Tarntaler Dolomit".

Hier wie dort ist der Triasdolomit mit der Rauhwacke unzertrennbar verknüpft. Sie ist nach Sander „auch von den triadischen Kalkphylliten mehr und mehr untrennbar", z. B. auf der Südseite der Geierspitze.

Die Beziehungen von Tarntaler Dolomit (= Hauptdolomit F. E. Suess) zu der „polygenen Tarntaler Breccie" sowie deren Entstehungsgeschichte werden auch jetzt noch nicht klar dargestellt.

Der „Eisendolomit" erscheint in Quarzphyllit und Kalkphyllit (= Brennerschiefern Rothpletz) „ein Niveau zwischen beiden in gewissen Grenzen einhaltend". Dieses Verhalten wird tektonisch erklärt.

Die schwarzgrauen, hellbraunen, kalkfreien Glanzschiefer erlangen durch Aufnahme von vielem Quarz ein dem Quarzphyllit ähnliches Aussehen. Sie werden Quarzphyllite I genannt und finden sich auf der Südseite der Geierspitze unterhalb und oberhalb des Tarntaler Triasdolomits und in der Knappenkuchel und bei der „Stippleralm" (= „O. Lattereralm"). In der Knappenkuchel sind sie identisch mit dem F. E. Suessschen „karbonischen Quarzphyllit".

Die Glanzschiefer werden auf der Südseite der Geierspitze von triadischen Kalkphylliten überlagert, welchen weiße Quarzitschiefer und „Tarntaler Dolomit" eingelagert sind.

Die weißen Serizitquarzite in der Umgebung der Lizumalpe kommen in der Hochstegenzone vor, ferner im Liegenden der Maulser Triasschichten.

Tuxer Grauwacken, welche in der Hochstegenzone am Südgrat der Frauenwand „Tarntalbreccien" enthalten, kommen in den Tarntaler Bergen bei der Lizumalpe vor.

Hier finden sich nebst weißen Quarzitschiefern und Quarzserizitpsammiten des Krierkares (Hochstegenzone) Breccien, Konglomeratquarzite und arkosische Grauwacken des Klein-Kaserers (Hochstegenzone).

Bei den Phylliten wird ein triadischer Kalkphyllit von einem paläozoischen Kalkphyllit getrennt. Ersterer wird „Tarntaler Kalk-

phyllit" genannt und kommt an der Südseite der Geierspitze, an der Klammspitze (Crinoidenreste führend) und am Südgrat der Grafmarterspitze vor.

Seine Trennung vom paläozoischen Kalkphyllit ist schwierig.

Vom Kalkphyllit und Quarzphyllit wird, was im Hinblick auf Termiers Decken wichtig ist, allgemein bemerkt, daß sie nicht gegeneinander horizontierbar sind, sie wechseln überall miteinander ab und können sich gegenseitig über- und unterlagern.

Der Quarzphyllit über der „Griffalm" (gemeint ist wohl die Klammalpe!) ist Quarzphyllit I, der auch an der Geierspitzsüdseite sowohl über, als auch unter dem Triasdolomit (= Hauptdolomit bei F. E. Suess) vorkommen soll (vgl. unter Glanzschiefer).

Die übrigen, in der Übersicht aufgezählten Gesteine sind mit Ausnahme des Serpentins in den Tarntaler Bergen nicht vertreten. Aus dem beigegebenen generellen Profil („Tarntaler Kögel, Brixener Granit") geht hervor, daß der Südabfall des Tarntaler Hauptmassivs in eine Schuppungszone hineinragt, welche sich mit steil nordfallenden „isoklinalen Zerrflächen" nach Süden über die Gamskarspitze bis an den Zentralgranit verfolgen läßt.

25. B. Sander, Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigauer Serien. V. R.-A. Nr. 15, 1911, pag. 339—346.

Es wird gezeigt, daß sich gewisse Prättigauer Schichten mit typischen Gesteinen der Tarntaler Berge identifizieren oder vergleichen lassen, so die mesozoischen Tarntaler Kalkphyllite, der endogen brecciöse Triasdolomit, rote Schiefer aus der Umgebung des Reckners, Glanzschiefer, der Serpentin, vor allem aber die polygenen Breccien und vielleicht auch der „Eisendolomit". Wichtig ist der Nachweis, daß die Prättigauer tektonische Serie: „Klippendecke, Brecciendecke, rhätische Decke" am Tauernende nicht wieder gefunden werden kann. So liegen die für beide Gebiete so charakteristischen, polygenen Breccien in den Tuxer Alpen über der rhätischen Decke (Kalkphyllite), im Prättigauer hingegen über der Klippendecke.

Bezüglich der polygenen Breccien der Tarntaler Berge wird noch kein fester Standpunkt angenommen, es sind: „manche polygenen ‚einheitlichen [1])' Breccien vielleicht die tiefsten Vertreter der Trias (?)."

Stratigraphischer Teil.

Übersicht.

Am Aufbau der Tarntaler Berge beteiligen sich folgende Gesteine:

A. Paläozoische (vortriadische) Schichten.

I. Kalkphyllit (Brennerschiefer) } mit Dolomiteinlagerungen, welche beim Quarzphyllit „Eisendolomit" genannt werden.
II. Quarzphyllit }

[1]) Cfr. A. B. Sander, „Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe". 1910.

B. Mesozoische Schichten.

I. Triasgesteine:

1. Raibler Schichten (?)
   a) Quarzite
   b) Kalke
   c) Dolomite
   d) Rauhwacken (normal und mylonitisch).
2. Triasdolomit (Hauptdolomit)
3. Kössener Schichten
   a) Kalke
   b) Mergel
   c) Dolomite
   d) Kalkige Dolomite
   e) Tonschiefer.

II. Juragesteine:

1. Kieselkalke
2. Konglomerate (normal und mylonitisch)
3. Kieseltonschiefer
4. Bunte Tonschiefer
5. Kalkführende Tonschiefer
6. Quarzserizitschiefer mit und ohne Dolomitgerölle
7. Sandige, regenerierte Dolomite.

C. Quartäre Ablagerungen.

I. Diluviale (Moränen)
II. Alluviale (Bergsturz und Gehängeschutt).

D. Eruptivgesteine und deren Umwandlungsprodukte.

Eruptivgesteine:

a) Diallagit
b) Gabbro
c) Diabas

deren Umwandlungsprodukte:

a) Serpentin
b) Serpentin und Chloritfels
c) Diabas (epidotisiert und chloritisiert).

A. Vortriadische Schichten

Diese zerfallen I. in Kalkphyllite oder Brennerschiefer, II. in Quarzphyllite. In beiden Gesteinen kommen Dolomiteinlagerungen vor, welche beim Quarzphyllit „Eisendolomit“ genannt werden.

I. Brennerschiefer (Kalkphyllite).

Von allen Geologen, welche sich eingehender mit dem Aufbau der Tarntaler Berge befaßt haben, wird das Auftreten zweier großer Komplexe kristalliner Schiefer von Kalkphylliten und von Quarzphylliten vermerkt. Erstere heißen auch in vorliegender Arbeit Brennerschiefer, da sich für sie dieser Name eingebürgert hat.

Während nun wohl alle neueren Forscher darüber einig sind, daß die Quarzphyllite am wahrscheinlichsten paläozoische Schichten vertreten, gehen, wie wir eingangs sahen, die Ansichten bezüglich des Alters der Brennerschiefer noch stark auseinander.

Wenn in vorliegender Arbeit schlechtweg nur von vortriadischen, paläozoischen Brennerschiefern und Quarzphylliten gesprochen wird, dann sind mit dieser Altersbenennung alle, besonders die im kartierten Gebiete bis jetzt gewonnenen, sicheren Anhaltspunkte berücksichtigt.

Es gilt nämlich:

1. Bis jetzt sind weder in den Quarzphylliten noch in den Brennerschiefern Fossilreste oder sicher bestimmbare Fossilreste gefunden worden.

2. Die Beziehungen der Quarzphyllite unseres Gebietes zu den für karbonisch gehaltenen Quarzphylliten des Steinacher Joches sind bis jetzt noch in keiner Weise sichergestellt (vgl. F. Frech, L. 12). Man ist bis jetzt noch nicht berechtigt, die Quarzphyllite der Tarntaler Berge für sicheres Karbon zu nehmen.

3. Nach den Untersuchungen von A. Rothpletz (L. 23) und F. E. Suess (L. 38), ferner nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit in den Tarntaler Bergen muß eine Transgression der mesozoischen Schichten auf den Brennerschiefern und den Quarzphylliten angenommen, eine tektonische Auflagerung hingegen fallen gelassen werden.

Für das gegenseitige Altersverhältnis von Brennerschiefern und Quarzphylliten vermag das kartierte Gebiet zwar wichtige Anhaltspunkte, aber keine sichere Lösung zu bringen.

Bei der nun folgenden Einzelbesprechung werden die Brennerschiefer deswegen an erster Stelle genannt, weil die vorliegenden Untersuchungen, für die Tarntaler Berge wenigstens, es erlauben, den Brennerschiefer sicher als das Liegende des Quarzphyllits aufzufassen.

Die Brennerschiefer sind metamorphe, kalkreiche, mitunter stark sandige Mergel, welche stellenweise dolomitische Einlagerungen enthalten. Sie zeigen in ihrer Ausbildung großen Wechsel.

Am typischen, wirklich schieferartigen Gestein fallen die hell bis dunkelgrauen, parallelen, quarzhaltigen Kalklagen auf, welche mit ungewöhnlich stark zerknitterten und gefaltenen Glimmerhäuten überzogen sind; ferner Quarzgänge und Quarzlinsen, welche sich zwischen die Kalklagen einschieben.

Durch Anreicherung des Glimmers und Quarzes und völlige Verwischung einer manchmal noch gut angedeuteten, sedimentären Schichtung erlangt das Gestein einen mehr phyllitischen Habitus.

Eine sehr häufig vorkommende Abart zeichnet sich durch großen Gehalt an Glimmer und Chlorit und durch grüne und grünviolette Farbtöne aus.

Seltener sind helle quarzitische Varietäten. Manchmal ist der Brennerschiefer besonders da, wo er den Quarzphyllit ablöst, als Quarzphyllit entwickelt, zum Beispiel südlich der südlichen Schoberspitze, dann westlich der Schmirner Reisse: nördlich und südlich des P. 2268, sodann östlich der Geierspitze im Norden des Junsees sowie im südlichen Lizumtal.

Alle Brennerschieferarten sind überaus stark gefaltet und oft (zum Beispiel am „Schwarzen Schroffen") von großen und kleinen, parallelen Klüften durchsetzt, deren Wände senkrecht zu den kleinen Faltungssätteln und Mulden stehen. Im Streichen der Schichten können gar nicht selten kleine Flexuren bemerkt werden, zum Beispiel südlich der „Schmirner Reisse".

Der Brennerschiefer verwittert infolge seines beträchtlichen Kalkgehaltes leichter als der Quarzphyllit und liefert im allgemeinen einen guten Weidegrund, der sich an die tiefergelegenen Partien, insbesondere an die Böden der Kare hält. Mit zunehmender Höhe stößt man auf mitunter sehr schroffe Kämme und Bergspitzen (zum Beispiel Sägenhorst und Pluderling), welche nahezu kahl und mit dichtem, eckigen Schutt bedeckt sind.

Der Brennerschiefer ist in den Tarntaler Bergen das liegendste Glied der gesamten Schichtreihe. Nirgends findet sich eine Stelle, welche eine Auflagerung des Brennerschiefers auf andere Schichten zeigt und nirgends ist er noch ursprünglich horizontal gelagert.

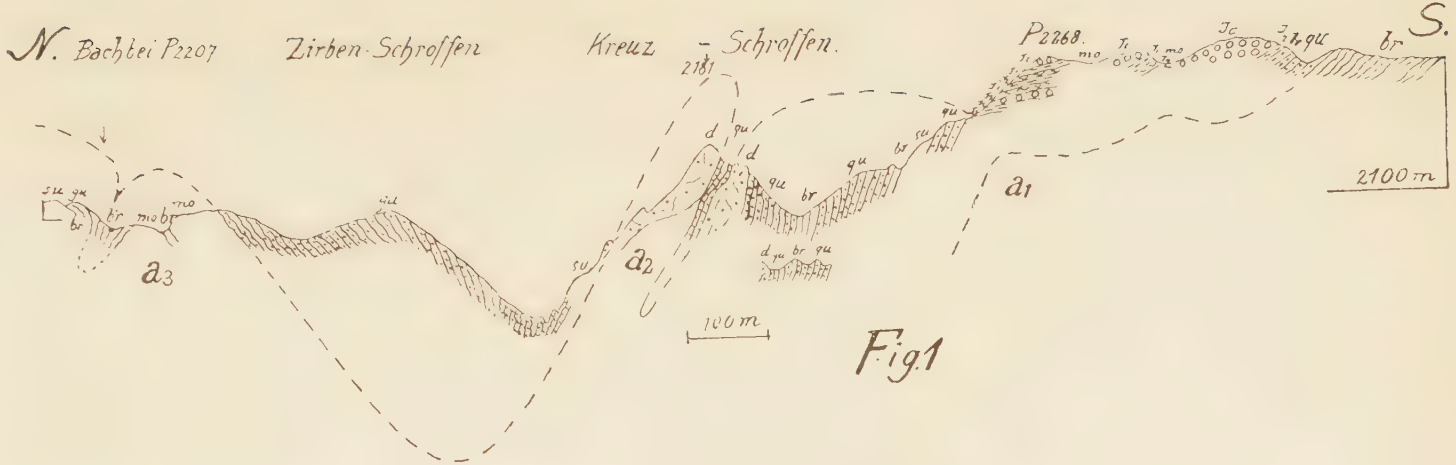
In der Knappenkuchel geht er mit Wechsellagerung und mit völliger Konkordanz unter allmählichem Verlust des Kalkes in den hangenden Quarzphyllit über (s. Fig. 1).

Der etwa 8 *m* breite Streifen Kalkphyllits, welcher südlich des Kreuzschroffens dem hangenden Quarzphyllit zwischengeschaltet ist, ist echter Brennerschiefer. Er gleicht nicht etwa eingelagerten oder eingefalteten mesozoischen, metamorphen, kalkreichen Gebilden oder gar den eisenreichen, schwarz und rotbraun gefärbten mächtigen Glimmerkalken, wie sie außerhalb des Gebietes am benachbarten Rosenjoch, Kreuzjoch und Naviserjoch (Cfr. F. E. Suess[1]) dem Quarzphyllit völlig konkordant zwischengeschaltet sind. Auch von den glimmerreichen „Eisenkalken", welche in der Knappenkuchel stellenweise die später zu besprechenden Eisendolomite vertreten, ist er leicht zu unterscheiden.

Im südlichen Lizumtal bei P. 2235 ist vom mächtigen hangenden Quarzphyllit jetzt zwar nicht mehr soviel aufgeschlossen wie im Westen, im Klammtal, wohl kann man aber auch hier die Wechsellagerung der beiden Schiefer deutlich erkennen.

Jedenfalls geht aus den Aufschlüssen am Kreuzschroffen und im südlichen Lizumtal hervor, daß Brennerschiefer und Quarzphyllit untrennbar miteinander verknüpft sind.

[1]) F. E. Suess, „Das Gebiet der Triasfalten", pag. 608.



Nord-Südprofil durch die „Knappenkuchel".

Man erkennt die Wechsellagerung von Quarzphyllit und Brennerschiefer (oben nach der Karte, unten nach der Natur gezeichnet), ferner die Falten im Brennerschiefer, Quarzphyllit und Eisendolomit, bei P. 2268 die transgressive Auflagerung der Juraschichten.

su = Bergschutt. — *mo* = Moräne. — J_2 = Juraquarzserizitschiefer. — *Jc* = Jurakonglomerate. — J_1 = Jurakieselkalke. — *qu* = Quarzphyllit. — *d* = Eisendolomit. — *br* = Brennerschiefer. — a_1, a_2, a_3 = Antiklinalen.

Die Mächtigkeit des Brennerschiefers muß sicher sehr hoch veranschlagt werden, vielleicht auf viele Hunderte von Metern, wenngleich die intensiven Fältelungen und Faltungen einen höheren Betrag vortäuschen.

Die Verbreitung des normal ausgebildeten Brennerschiefers wird später besprochen werden.

Die quarzitischen Brennerschiefer finden sich in größeren Partien im kartierten Gebiete nicht. Sehr gut sind sie hingegen außerhalb desselben in Navis, oberhalb und unterhalb der Brücke zu sehen, welche am „Oberen Weg" über den Tremmelbach führt. Am Kreuzjöchelgrat, rechts vom P. 2643, enthält der Brennerschiefer eine kleine, hell- bis dunkelgraue, quarzhaltige Dolomitlinse. Westlich der „Inneren Griff", unterhalb des Fußpfades, tritt eine kleine, mehr kalkhaltige, aber ebenfalls quarzführende Dolomiteinlagerung auf.

In beiden Fällen ist auf der Karte der Dolomit mit der Farbe des Eisendolomits eingetragen.

II. Quarzphyllit.

Der Quarzphyllit ist aus tonigen, mitunter stark sandigen Sedimenten hervorgegangen, arm an Varietäten und beherbergt in der Knappenkuchel ein konkordant zwischengeschaltetes, stellenweise kalkiges Dolomitlager, den sogenannten „Eisendolomit".

Der typische Phyllit ist leicht kenntlich durch seine schmutziggrüngrauen, dunklen Glimmerhäute und die sich scharf davon abhebenden Quarzgänge und Quarzlinsen. Die einzige im kartierten Gebiet aufgefundene Abart zeichnet sich durch dichte Beschaffenheit und eine schwarze, etwas abfärbende, rauhe Oberfläche aus.

Die Verwitterung des Quarzphyllits ist infolge des großen Gehaltes an Quarz gering. Es bildet sich nur ein flachgründiger, steiniger Boden heraus, der im allgemeinen eine spärliche Vegetation, in den tieferen Lagen im Lizumtal auch heute noch die Zirbelkiefer gedeihen läßt, die im Klammtal (Zirbenschroffen!) jetzt ganz fehlt.

Über die ursprüngliche maximale Mächtigkeit des Quarzphyllits kann wie beim Brennerschiefer nichts Bestimmtes gesagt werden. Sie läßt sich sicher auf viele Hunderte von Metern schätzen, selbst wenn man wieder die starke Fältelung und die großen Faltungen berücksichtigt.

Neben dieser nicht näher anzugebenden „maximalen" Mächtigkeit kommt auch eine „reduzierte Mächtigkeit" vor, so in der Knappenkuchel, ferner am Nordwestende des Schwarzen Schroffens und am Schober-Mölszug.

In der Knappenkuchel ist durch eine präobertriadische Erosion nördlich des Kreuzschroffens der Phyllit etwa bis auf eine Mächtigkeit von zirka 350 *m* reduziert worden, wie aus Fig. 1 zu entnehmen ist. Am Nordwestende des Schwarzen Schroffens ist durch die gleiche Erosion der Quarzphyllit gar bis auf zirka 20 *m* Mächtigkeit abgetragen worden.

Am Schober-Mölszug tritt in der Scharte zwischen den beiden Schoberspitzen ein bis zur geringen Mächtigkeit von zirka 50 *m* „tektonisch reduzierter" Quarzphyllit hervor.

III. Eisendolomit.

Interessant wird in der Knappenkuchel der monotone Quarzphyllit durch das Hinzutreten des „Eisendolomits". Der normale Eisendolomit ist ein hell- bis dunkelgraues, fein oder mittelkörniges Dolomitgestein, welches durch Rost äußerlich mehr oder minder stark braun gefärbt ist. Er wird von kleinen Kalzitgängen und großen Quarzgängen = S. Q. (cfr. im petrographischen Teil die Übersichtstabelle) durchsetzt und enthält oft reichlich sehr dünne und parallele serizitische Lagen.

Wenn diese Glimmerlagen stärker und sehr häufig werden und zugleich die Menge des Quarzes zunimmt, was an der Grenze gegen den Quarzphyllit der Fall zu sein pflegt, dann erscheint ein Gestein, welches man Dolomitphyllit nennen könnte. Es enthält aber meistens auch schon etwas Kalzit.

Lokal geht der Eisendolomit in einen rostfreien, grau anwitternden, grauen Dolomit über, der vom Triasdolomit nicht zu unterscheiden ist. Auch hier würde man einen großen Fehler begehen, wollte man nur wegen der gleichen petrographischen Ausbildung den Eisendolomit für Trias nehmen!

Häufig wird der Eisendolomit auch durch bänderige, schwärzlichgraue oder bräunlichgraue, miteinander alternierende rost- und glimmerreiche Eisenkalke vertreten. Sie sind etwas marmorisiert und werden nördlich von P. 2182 in der Knappenkuchel bis zu 3 *m* mächtig. Auf der Karte sind sie nicht eigens ausgeschieden worden.

Auch grobspatige Dolomitpartien kommen vor, so am Westeck des nördlichsten Dolomitzuges, beim Versuchsstollen.

Durch mechanische Prozesse entstanden zwei weitere Abarten des Dolomits.

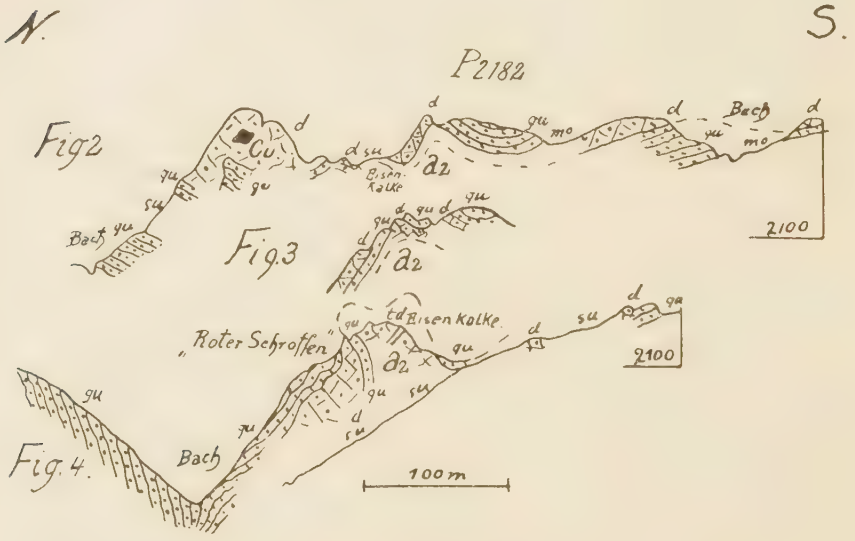
So bildeten sich lokal Partien mit sehr schön entwickelten Breccien- und Knetstrukturen heraus (beim Versuchsstollen und südlich davon).

Der Eisendolomit bildet in der Knappenkuchel ein in der Mächtigkeit stark wechselndes Lager, welches am nördlichsten Dolomitzug bis zu 25 *m* mächtig wird und am Roten und Kreuzschroffen stark gefaltet und durch Verwerfungen zerstückelt ist. (Cfr. Fig. 2, 3, 4.)

Nach dem Gesagten und den Ergebnissen der petrographischen Untersuchung läßt sich der Eisendolomit als eine nur stellenweise und nur wenig mächtig entwickelte dolomitische Fazies der ton- und quarzreichen Sedimente auffassen, welche durch die Metamorphose *A* zu Quarzphyllit wurden.

Die im vorangehenden Abschnitt und im zugehörigen petrographischen Teil über Brennerschiefer und Quarzphyllit gewonnenen **Resultate** lassen sich nun dahin zusammenfassen: Die ältesten Gesteine der heutigen

Tarntaler Berge bilden Kalkphyllite und Quarzphyllite. Die Entstehungsgeschichte dieser Schichten ist folgende: Auf Gesteinen, die nicht sichtbar sind, kamen in unbekannter Zeit zunächst sehr mächtig und gleichförmig entwickelte, mergelige, stellenweise sandige und dolomitische Sedimente zum Absatz. In einer uns unbekannten Epoche oder Periode wurden sie dann allmählich von mächtigen tonreichen, mitunter ebenfalls sandigen und dolomitischen Schichten mit völliger Konkordanz und mit Wechsellagerung abgelöst.



Die Profile 2, 3 und 4 zeigen das Auftreten des Eisendolomits und der Antiklinale a_2 in der „Knappenkuchel".

Zwischen Profil 2 und 3, 3 und 4 läuft je eine Verwerfung.

Profil 4 geht durch den „Roten Schroffen", Profil 2 läuft 160 *m*, Profil 3 40 *m* weiter östlich desselben.

su = Bergschutt. — *mo* = Moräne. — *d* = Eisendolomit. — *qu* = Quarzphyllit. *Cu* = Kupferkies und Fahlerz.

Stellen, aus welchen dies geschlossen werden muß, sind in den Tarntaler Bergen durch die Aufschlüsse südlich des Kreuzschroffens und im südlichen Lizumtal vertreten.

Später wurden die ein zusammengehöriges Schichtsystem bildenden, petrographisch aber verschieden entwickelten Sedimente von einer gemeinsamen Metamorphose = Metamorphose *A* erfaßt, welche aus dem tonigen Sediment den Quarzphyllit und aus dem mergeligen den Brennerschiefer hervorgehen ließ.

Die mechanischen Kräfte, welche wahrscheinlich mit der Metamorphose *A* verknüpft waren, ganz besonders aber die Kräfte, welche die großen Überschiebungen verursachten, haben die

bereits metamorphen Gesteine noch stark beeinflußt, zum Beispiel die Kataklasstrukturen hervorgerufen. Die Metamorphose *C* hat an den bereits metamorphen Brennerschiefern und Quarzphylliten keine großen Änderungen mehr hervorrufen können. Die mit ihr verknüpften, nicht sehr bedeutenden mechanischen Kräfte und borhaltigen Dämpfe haben indes noch die Brennerschiefer und den Quarzphyllit beeinflußt. Die mechanischen Kräfte haben wohl noch mitgeholfen bei der Fältelung und Pressung der Gesteine, die borhaltigen Dämpfe hingegen ließen jedenfalls die in Brennerschiefern und Quarzphylliten auftretenden Turmaline entstehen.

Die sekundären Quarzgänge = S. Q. haben die Brennerschiefer und den Quarzphyllit, ebenso wie die mesozoischen Gesteine durchsetzt und in der Knappenkuchel dem Eisendolomit Pyrit, Fahlerz Kupferkies und Albit zugeführt.

Die großen Faltungen der Tarntaler Berge, welche nach den S. Q. einsetzen, werden wieder nur mechanische Änderungen hervorgerufen haben.

Verbreitung der paläozoischen Gesteine.

Die paläozoischen Gesteine der Tarntaler Berge sind auf ein basales Vorland und auf eine große Schubmasse, auf die Schuppe *A* verteilt. (Cfr. Geolog. Übersichtskarte.)[1]).

Wie diese Schuppe und die übrigen Schuppen B_1 und B_2 sowie die Schuppen des basalen Vorlandes zustande gekommen sind und wie sie sich zum basalen Vorlande verhalten, wird im II. Teil dargelegt werden. Sie und das basale Vorland sind für uns zunächst nur bei der Bildung der Alpen entstandene, anormal liegende Verbreitungsbezirke von paläozoischen und mesozoischen Schichten der Tarntaler Berge.

Brennerschiefer treten in den Tarntaler Bergen nur im basalen Vorlande auf, die Quarzphyllite hingegen im basalen Vorlande und außerdem noch im nördlichen Teil der Schuppe *A*. Quarzphyllit des basalen Vorlandes tritt im Fenster des Mölstales, dann östlich der oberen Lattereralpe (in der Antiklinale a_6 cfr. Übersichtskarte), ferner als schmaler Streifen am Nordende des Schwarzen Schroffens, dann im Klammtal zwischen der Südlichen Schoberspitze und der Schmirner Reisse (Zirbenschroffen, Knappenkuchel), ferner im südlichen und im nördlichen Lizumtal auf.

Im nördlichen Lizumtale, bei der Lizumalpe, bildet er im allgemeinen ein Gewölbe, das unter die mesozoischen Schichten des Melkplatzes untertaucht und nach Osten bis zur Torspitz und zur Hennensteigen hinaufzieht.

Quarzphyllit setzt in der weiteren Umgebung des Mölstalfensters und am Melkplatz und nördlich und westlich des außerhalb der kolorierten Karte gelegenen Hippolds die unteren Teile der Schuppe *A* zusammen. Am südlichsten tritt er in der Schuppe *A* am Schober-Mölszug auf. Dort ist er noch sichtbar südlich und

[1]) In der den Verhandl. 1913 beigegebenen Übersichtskarte ist versehentlich in der Erläuterung die mittlere Schuppe B_1 als B_2, die obere B_2 als B_1 bezeichnet.

südwestlich von P. 2453, dann zwischen den beiden Schoberspitzen und östlich der Scharte 2416, welche nördlich der Klammer-Sonnenspitze gelegen ist.

B. Mesozoische Schichten.

Sie zerfallen I. in Triasgesteine, II. in Juragesteine.

I. Triasgesteine.

1. Raibler(?) Schichten: *a*) Quarzite, *b*) serizitische Kalke, *c*) Dolomite, *d*) Rauhwacken;

2. Triasdolomit;

3. Kössener Schichten: *a*) Kalke, *b*) Mergel, *c*) Dolomite, *d*) kalkige Dolomite, *e*) Tonschiefer.

Drei Entwicklungsstufen eines triadischen Meeres, das über bereits metamorphe und gefaltete Brennerschiefer und Quarzphyllite transgredierte, müssen aus den Triassedimenten der Tarntaler Berge herausgelesen werden.

Bei der Transgression war dieses Meer sehr flach (erste Stufe), dann wurde es allmählich tiefer und ruhiger (zweite Stufe) und schließlich wieder flacher (dritte Stufe).

Im kartierten Gebiet gibt es nur wenige Stellen, wo sich alle drei Stufen heute noch übereinander zusammenhängend verfolgen lassen. Oft kann infolge des ursprünglichen Fehlens der zweiten oder dritten Stufe oder wegen späterer Erosion derselben nur die erste Stufe festgestellt werden.

Die fossilfreien Sedimente der ersten Stufe gehören vielleicht dem Raibler(?) Niveau an. Das Sediment der zweiten Stufe ist durch den mächtigen „Triasdolomit", welcher Hauptdolomit sein kann, vertreten, die Ablagerungen der dritten Stufe hingegen werden von den „Kössener Schichten" gebildet.

1. Raibler (?) Schichten.

Die Raibler(?) Schichten sind sehr küstennahe Ablagerungen mit großem Fazieswechsel und zum Teil sehr sandiger Beschaffenheit.

Sie sind heute vertreten durch *a*) Quarzite, *b*) serizitische, ehemals tonige, manchmal auch als Bänderkalke ausgebildete Kalke, *c*) Quarz- und manchmal Serizit führende Dolomite, *d*) wenig metamorphe Rauhwacken.

a) Quarzite.

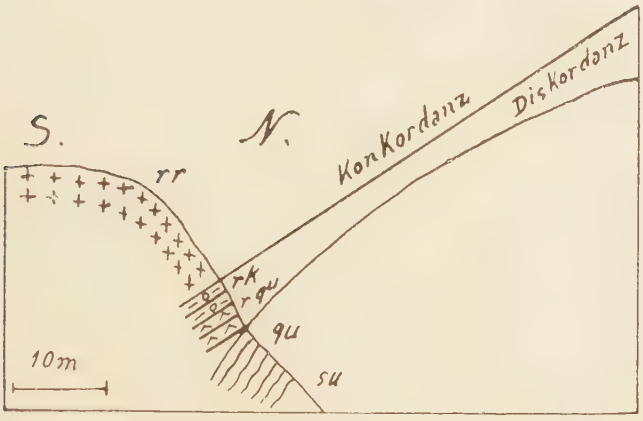
Die Quarzite (bei Rothpletz, L. 23 = Verrucano oder Sernifit; bei F. E. Suess, L. 38 = Quarzitbreccie oder Grauwacke = Perm; bei F. Frech, L. 12 = Quarzkonglomerate in Quarzserizitbreccien umgewandelt = Untertrias; bei Sander, L. 27 = Quarzite) sind metamorphe, mitunter an klastischem Orthoklas sehr reiche Quarzsande und Quarzkonglomerate, welche nach ihrer Metamorphose = Metamorphose *B*

noch von den hier pyrit- und karbonatführenden S. Q. durchtränkt werden.

Es gibt grob-, mittel- und feinschieferige, meist hellgefärbte Varietäten und solche, welche noch Konglomeratstruktur besitzen (zum Beispiel nördlich der „Schoberlacke“).

Wo die Quarzite normal gelagert sind, treten sie immer als Hangendes des Quarzphyllits und des Brennerschiefers auf und dies meist mit einer so großen Konkordanz, daß man zunächst versucht ist, sie noch dem prätriadischen Schichtsystem einzureihen.

Fig. 5.



Profil westlich des Melkplatzes.

Westlich des Melkplatzes liegen die Raibler (?) Schichten diskordant auf den Quarzphylliten. Es läßt sich hier annehmen, daß sie über den Südschenkel eines flachen Quarzphyllitsattels hinwegtransgredierten.

su = Bergschutt. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacke. — *rk* = Raibler (?) Kalke. *rqu* = Raibler (?) Quarzite. — *qu* = Quarzphyllite.

Da aber der Übergang vom Quarzphyllit zum Quarzit sich sehr rasch vollzieht, da ferner westlich des Melkplatzes eine deutliche Diskordanz zwischen dem Phyllit und dem Quarzit besteht (cfr. Fig. 5) und da besonders der Quarzit durch Wechsellagerung mit der Rauhwacke untrennbar verknüpft ist, trennt man ihn besser vom Brennerschiefer und vom Quarzphyllit und rechnet ihn zur Trias.

Am Nordabfall der nördlichen Schoberspitze erreicht er eine Mächtigkeit von zirka 25–30 *m*.

b) Serizitische Raibler (?) Kalke.

(Raibler (?) Bänderkalke.)

Bei ihnen gibt es vier, manchmal pyritführende Varietäten. Ihre Metamorphose (= Metamorphose *C*) beschränkt sich auf Bildung

serizitischer Lagen, welche oft ungemein rasch mit den Kalklagen abwechseln und die festlandnahe Bildung des Gesteines anzeigen.

Die S. Q. konnten auf der Südseite der Geierspitze zirka 60 *m* westlich vom Südgrat in den Raibler (?) Kalken aufgefunden werden, welche der dortigen überschobenen Rauhwacke an einer Stelle eingelagert sind. Sie enthalten hier viel Kalzit.

1. Varietät. Sie ist durch dichte, schwarzgraue, grau anwitternde, oft mit Bänderstruktur versehene Kalke vertreten. (Im Schober-Mölszug 1. auf der Nordseite der nördlichen Schoberspitze, s. Fig. 11, 2. auf der Nordseite der Klammer-Sonnenspitze, 3. an der Scharte 2416, nördlich der Klammer-Sonnenspitze gelegen.) Bei ihr alternieren häufig dünne, tonärmere und tonreichere Lagen, wodurch die Bänderstruktur entsteht.

2. Varietät. Es sind wenige Meter mächtige, graue bis rötlichgraue, grau und braun anwitternde Kalke: im Schober-Mölszug bei P. 2354 (westlich der Klammer-Sonnenspitze), ferner östlich der oberen Lattereralpe, am unteren Ende der dortigen, südlichen Bachrinne in einer Höhe von zirka 2040 *m*.

3. Varietät. Es sind gleichfalls nur wenige Meter mächtige, durch Rost etwas bräunlich gefärbte Kalke, mit Serizithäuten oft reichlich versehen und braun anwitternd. Sie finden sich im Schober-Mölszug bei P. 2453. Hier sowie auf der Südseite der Geierspitze sind solche Kalke der noch zu besprechenden Rauhwacke eingelagert. Sie finden sich auch noch als Hangendes der Quarzite, westlich des Melkplatzes. Auf den Nordabhängen der Klammer-Sonnenspitze gehen sie lokal in die erste Varietät über.

4. Varietät. Seltener sind auch grünlichgraue, durch Rost bräunlich gefärbte, mit den Quarziten verknüpfte, wenige Meter mächtige Kalke vorhanden. Sie konnten an zwei Stellen etwa 300 *m* östlich vom Gipfel der Klammer-Sonnenspitze gefunden werden, wo sie als Liegendes der Quarzite auftreten.

Diese 4. Varietät kann allenfalls mit den Jura-Wetzsteinkalken verwechselt werden. An der eben genannten Stelle ist jedoch ihre Zugehörigkeit zu den Quarziten sicher.

Mit dem Brennerschiefer oder dem Quarzphyllit kommen die Raibler (?) Kalke nicht in direkte Berührung, immer liegt Quarzit, Dolomit oder Rauhwacke dazwischen.

c) Raibler (?) Dolomite.

Diese Dolomite sind wenig kristallin. Als Zeichen der Metamorphose *C* führen sie Serizithäute. Sie beherbergen auch Quarz aus den S. Q.

Die Vorkommnisse im Mölstal, an der Mölser Scharte, nordöstlich derselben und teilweise 100 *m* östlich der Scharte P. 2416 (im Schober-Mölszug), bestehen aus einem hellen oder dunkelgrauen, grau anwitternden, dichten, manchmal etwas körnigen Dolomit, welcher oft schon ganz an den „Triasdolomit“ erinnert.

Im Mölstal wird er zirka 150 *m* nordwestlich vom P. 2204 20 *m* mächtig.

Im Schober-Mölszug 1. an der nördlichen Schoberspitze, 2. östlich derselben an zwei Stellen, 3. westlich vom P. 2354, 4. an der Klammer-Sonnenspitze, 5. an der Scharte 2416 an zwei Stellen, 6. 100 *m* östlich derselben, 7. beim Melkplatz nordöstlich vom P. 2206, 8. oberhalb der Alpe Lizum auf dem Wege zum Torjoch (Höhe zirka 2000 *m*) ist ein heller, bläulich und bräunlichgrauer dichter Dolomit aufgeschlossen. Er wittert gelblich an, führt lokal grünliche oder violette Serizithäute und Tonhäute, ist manchmal etwas gebankt (bei Lizum) und wird an den Nordabhängen der nördlichen Schoberspitze zirka 20 *m* mächtig. Hier führt er auch Pyrit und besitzt eine braunrote Verwitterungsrinde.

Am Südgrat des P. 2453 (Westende des Schober-Mölszuges) findet sich noch in einer Höhe von zirka 2300 *m* ein feinkörniger, rostreicher, etwas kalkiger, brauner Dolomit, der in einen grauen, dem Triasdolomit identischen Dolomit übergeht und einem nach Süden überkippten Sattel angehört = a_5 (cfr. Übersichtskarte).

d) Raibler (?) Rauhwacken.

Die Rauhwacken gehören zu den wichtigsten Gesteinen der Tarntaler Schichtserie, denn sie ermöglichen eine Trennung des Paläozoikums vom Mesozoikum und der Metamorphose *A* von der Metamorphose *C*. Man kann einen rein sedimentären Typus von einem mylonitischen trennen.

Die rein sedimentäre Rauhwacke ist ein ziemlich einheitlich, dicht oder löcherig ausgebildetes, wenig metamorphes Gestein von brauner und braungelber Farbe. Nordöstlich der Lizumalpe, in der Nähe des P. 2065, erreicht sie eine Mächtigkeit von zirka 40 *m*. Hier wie südlich der Südlichen Schoberspitze veranlaßt sie Dolinenbildung.

Die Metamorphose *C* äußert sich bei der Rauhwacke nur schwach, so durch parallel verlaufende Serizitmembranen, durch Streckung von klastischen Quarzkörnern und dem Auftreten von Hämatitkristallen in Löchern. Die S. Q., zum Teil sehr kalkreich, finden sich auch vor. Sie haben der Rauhwacke wohl die Albite zugestellt, die man hie und da antrifft.

Die Zusammensetzung der Rauhwacke ist folgende. Es gibt ein feines oder grobes, mehr oder minder kristallines, kalkiges Bindemittel, welches Pyrit, Rost, selten Dolomit und lokal Gips und Aragonit führt und mit feinem und grobem Quarzsand vermischt ist. Gips wird von Sander[1]) östlich des Lizumtales an der Torspitze erwähnt. Spuren desselben fanden sich auch im Rauhwackenzug beim Melkplatz. Am Gipfelgrat der benachbarten Kahlen Wand bei P. 2729 (Ostseite des Lizumtales) und auf der Westseite desselben, da, wo der vom Junsjoch herziehende Grat an diese stößt, wird die Rauhwacke unregelmäßig oder auf Gängen von faserigem sinterigen Aragonit durchsetzt.

[1]) B. Sander, Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1. Februar 1910.

In dem kalkigen Bindemittel liegen nun unregelmäßig verteilt bereits gefaltete und geschieferte Stücke vom Brennerschiefer oder Quarzphyllit, vom Brennerschiefer immer nur dann, wenn die Rauhwacke auf Brennerschiefern zum Absatz gelangt ist. Diese Stücke sind meistens nur 1 *cm*, seltener mehrere Zentimeter groß und oft sehr deutlich abgerollt.

Daß nicht alle Bruchstücke des Quarzphyllits oder Brennerschiefers abgerollte Formen zeigen, erklärt sich vor allem aus der petrographischen Beschaffenheit dieser Gesteine. Sie stellen inhomogene, schiefrige Gesteine dar, welche sich mit ihren dünnen, leicht spaltbaren und zerbrechlichen Lagen und den porösen Quarzgängen und Linsen nicht so gut zur Ausbildung von runden Geröllen eignen wie homogene Kalke und Dolomite. Auch ist sehr gut denkbar, daß ein transgredierendes Meer an manchen Stellen der Küste nicht genügend Zeit findet, alle herabgestürzten Bruchstücke zu Geröllen umzuwandeln. Es wird hier nun die Ansicht vertreten, daß die Quarzphyllit-Brennerschieferstücke, ebenso wie der Quarzsand, bei der Aufarbeitung des alten Gebirges und nicht durch spätere tektonische Vorgänge zwischen die übrigen Bestandteile der Rauhwacken gelangt sind.

Für eine solche Annahme sprechen mehrere Beobachtungen:

1. Manche Quarzphyllit- und Brennerschieferstücke sind deutlich abgerollt.

2. Der mit dem kalkigen Bindemittel vermischte Quarzsand enthält ideal gerundete Quarzkörner, die manchmal ebenso rotgefärbt sind wie die Quarzgänge des nicht aufgearbeiteten Quarzphyllits.

3. Die Rauhwacke besitzt an der Scharte nördlich der grauen Wand eine überaus deutliche sedimentäre Schichtung, indem dichte, von Bruchstücken erfüllte Lagen mit solchen alternieren, welche davon frei sind.

4. Die Rauhwacke ist, gleichviel ob sie nur 3 *m* oder 40 *m* mächtig ist, ob sie zwischen Raibler(?) Quarziten oder Kalken liegt, oder Einlagerungen im Raibler(?) Dolomit bildet, gleichmäßig von kleinen Quarzbrocken durchspickt.

5. An Stellen, wo die Rauhwacke unmittelbar mit dem Brennerschiefer oder dem Quarzphyllit in Berührung kommt (zum Beispiel im Klammtal nördlich des P. 2207 und am Nordostende des Schwarzen Schroffens und südöstlich der oberen Lattereralm bei P. 1940), lassen sich keine mylonitischen Übergangszonen feststellen, welche etwa zunächst nur aus zerriebenen Partien des reinen Quarzphyllits oder Brennerschiefers bestünden, dann aus einem Gemisch von Fragmenten der Rauhwacke, des Brennerschiefers oder des Quarzphyllits und zuletzt aus Brennerschiefer- und quarzphyllitfreier Rauhwacke. Man trifft vielmehr auf dem völlig verbandfesten Brennerschiefer oder Quarzphyllit sogleich die mit kleinen bis mittelgroßen Phyllitfragmenten gleichmäßig durchsetzte Rauhwacke an.

e) Mylonitische Rauhwacken.

Die mylonitischen Rauhwacken entstanden lokal dadurch, daß in rein sedimentäre Rauhwacke an Überschiebungsflächen und an Stellen mit starker Faltung oder Pressung größere eckige Scherben der feinschieferigen, grünlichen Raibler(?) Quarzite und der Raibler(?) Kalke (Varietät 2, 3, 4) hineingepreßt wurden.

Der Übersicht halber sei nochmals das Bemerkenswerte über die Raibler(?) Schichten zusammengestellt:

1. Die Rauhwacken gehören als Liegendes des „Triasdolomits" wohl selbst noch zur Trias. Dann müssen auch ihre faziellen Vertreter die Kalke, Dolomite und Quarzite und Rauhwacken, welche mit ihnen wechsellagern, zur Trias gerechnet werden.

2. An der Herstellung der Rauhwacke waren, bis sie ihre heutige Beschaffenheit erlangt hatte, in der angegebenen Reihenfolge verschiedene Kräfte tätig:

a) Ein transgredierendes Triasmeer, welches den Kalksand, die mehr oder minder abgerollten Fragmente des Brennerschiefers und Quarzphyllits, den Quarzsand und Gips herbeischaffte und lokal Schichtung verursachte.

b) Die Metamorphose *C*, welche den Kalksand etwas kristallisierte, tonige Lagen zu Serizit umwandelte, Streckung und parallele Anordnung der klastischen Quarzkörner hervorbrachte und vielleicht Albit und Quarz neubildete.

c) Faltende und überschiebende tektonische Kräfte, welche erst viel später, nach der Metamorphose *C*, bereits metamorphe und geschieferte, benachbarte Raibler(?) Kalke und Quarzite in die Rauhwacken hineinpreßten.

d) Kalzit- und Albit führende = S. Q., welche die parallelen Serizitlagen der Rauhwacken wieder quer durchschneiden.

e) Die Verwitterung, welche die löcherige Beschaffenheit hervorrief.

3. Die Quarzite sind aus tonreichen Quarzsanden und Konglomeraten durch die Metamorphose *C* hervorgegangen. Sie stammen nach dem großen Orthoklas- und Quarzgehalte zu schließen, möglicherweise von einem aufgearbeiteten Quarzporphyr ab und werden von den S. Q. durchtränkt, liegen bald konkordant, bald diskordant auf dem Quarzphyllit und wechsellagern mit der Rauhwacke (am Schober-Mölszug: am Nordabfall der Nördlichen Schoberspitze und östlich derselben bei P. 2453.)

4. Die Kalke sind durch die Metamorphose *C* wenig beeinflußt und enthalten oft reichlich serizitische Tonlagen. Sie treten als Einlagerung der Rauhwacke auf und wechsellagern mit ihr. (Auf der Südseite der Geierspitze: Einlagerungen am Nordabhang der Klammer-Sonnenspitze und bei P. 2453 im Schober-Mölszug; östlich der nördlichen Schoberspitze: Wechsellagerung.)

5. Die Dolomite enthalten lokal Ton- und Serizithäute, ferner Quarz aus den S. Q. stammend. Sie wechsellagern mit den Kalken an

der nördlichen Schoberspitze (Nordabfall) und sind auch den Quarziten eingelagert östlich der südlichen Schoberspitze.

Die Verbreitung der Raibler(?) Schichten wird im Anschluß an die Schilderung der Kössener Schichten besprochen werden.

2. Triasdolomit.

Der Triasdolomit ist die mächtigste Ablagerung des gesamten hier vertretenen mesozoischen Systems und wird am Isslgraben über 300 *m* mächtig, er ist mit der Rauhwacke und den Kössener Schichten unzertrennbar verknüpft.

Östlich des Großen Reckners (an zwei Stellen) und auf der Ostseite des Sonnenspitz-Südgrates, ferner auf der Südseite der Geierspitze ruht er unmittelbar auf der Rauhwacke.

Die petrographische Ausbildung des Triasdolomits gleicht manchen Dolomiten der Raibler(?) Schichten. Der hellgraue, 20 *m* mächtige Raibler(?) Dolomit im Mölstal (nördlich des P. 2240) zum Beispiel gleicht ihm ganz.

Seine große Mächtigkeit und gleichmäßige Ausbildung sowie das Fehlen von tonigen Beimengungen jedoch rechtfertigen seine Trennung von den Dolomiten der Raibler(?) Schichten. Die letztgenannten Eigenschaften setzen für seine Entstehung ein verhältnismäßig tiefes und ruhiges Meer voraus, wie es zur Bildungszeit der mit Rauhwacken und Quarzkonglomeraten und tonigen Kalken wechsellagernden Raibler(?) Schichten noch nicht bestanden hat. Der Altersunterschied zwischen den untersten Horizonten des Triasdolomits und den Raibler(?) Dolomiten ist allerdings nicht groß.

Er ist ein ziemlich gleichmäßig ausgebildetes Gestein mit einer hell- bis dunkelgrauen Farbe und von dichter Beschaffenheit. Fossilien konnten in ihm bis jetzt noch nicht aufgefunden werden.

Dagegen finden sich in den verschiedensten Niveaus häufig größere Butzen, seltener Bänder von feinkörnigen, schwarzen, etwas bituminösen, mitunter auch von weißem Dolomit. An solchen Übergangsstellen erscheint gern eine grobe oder feine, tektonische, endogene Breccie. Sie besteht zumeist aus eckigen, schwarzen und dunkelgrauen, seltener weiß gefärbten Dolomitbrocken, welche in einer Art Grundmasse liegen, die aus hellgrauem Dolomit besteht.

Der Brecciencharakter ist infolge der großen Farbunterschiede der einzelnen Komponenten am frischen Bruche besonders gut zu erkennen. An der angewitterten Oberfläche heben sich die dunklen Komponenten durch dunkelgraue Verwitterungsfarben ebenfalls scharf von der hellgefärbten Grundmasse ab.

Gar nicht selten verrät ein am frischen Bruch homogen erscheinender dunkelgrauer Triasdolomit erst an der Verwitterungsfläche seine wahre Brecciennatur. Erstere zeigt dann große und kleine, dunkelgrau anwitternde, eckige Stücke, welche regellos in der hellgrau gefärbten Grundmasse liegen.

Über die tektonische Natur sämtlicher eben genannten Dolomitbreccien kann kein Zweifel bestehen. Schon Rothpletz[1]) und Frech[2]) und Sander[3]) fassen sie so auf.

Der normal und brecciös ausgebildete Triasdolomit ist von zahllosen kleinen Kalzitadern und von Klüften durchsetzt, auf denen sich oft Dolomitkristalle ausgebildet haben. Ferner treten ganz plötzlich die S. Q. auf. Sie haben den Dolomit entweder verkieselt oder in der mannigfachsten Weise durchschwärmt und zwar, nachdem er lokal seine Breccienstruktur bereits erhalten hatte, denn sie durchsetzen gerade und unzerbrochen die brecciös ausgebildeten Partien.

Selten tritt schon in den unteren Niveaus des Dolomits eine Bankung auf, sie kommt auf der Westseite der südlichen Schoberspitze, ferner am Fuße des Nedererwestgrates und östlich vom P. 2282 im Grübel-Kar vor.

In den höheren Niveaus, besonders an der Grenze gegen die Kössener Schichten ist die Bankung gut zu sehen: beim Aufstieg durch den Isslgraben, hoch oben am Grat, der sich nördlich zur Knappenkuchel herabsenkt. Ferner an der steilen, südlichen Begrenzungswand des Isslgrabens, unmittelbar bevor man das Untertarntal erreicht. Hier wird die Bankung durch das Auftreten einer kleinen Pilzfalte sehr deutlich sichtbar. Die Bankung findet sich dann auch noch am Fuße des schroffen Abhanges, dem man beim Absteigen stets den Blick zuwendet und nordwestlich von P. 2642 (am Westende des Obertarntals) in der Nähe der Kössener Schichten (s. das Fallzeichen auf der geologischen Karte).

Der Triasdolomit wird in gleicher Weise wie der „Hauptdolomit" der nördlichen Kalkalpen erodiert, verwittert ebenso wie dieser und liefert gleiche Bergformen.

3. Kössener Schichten.

Der Triasdolomit wird in normaler Weise in den Tarntaler Bergen nach oben von den Kössener Schichten abgelöst. Diese sind durch Kalke, Mergel, Dolomite, kalkige Dolomite und Tonschiefer vertreten.

Die Fauna der Kössener Schichten, die häufige Wechsellagerung der Schichten, die vielen putzenförmigen, tonigen Einlagerungen, alles deutet auf ein flaches rhätisches Meer hin, welches den Charakter seiner Sedimente schnell ändern konnte.

a) Kalke.

Von den Kalken tritt folgende erste Varietät am öftesten auf: sie ist durch dichte, dünnplattige, selten etwas kristalline, rostführende schwarze oder bläulichgraue, tonarme oder tonfreie Kalke

[1]) Rothpletz, „Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen", pag. 147 bis 148.

[2]) F. E. Suess, „Das Gebiet der Triasfalten". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894.

[3]) B. Sander, „Über neue geologische Forschung. i. G. d. T. K." Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910.

vertreten, welche schwarzgrau oder gelblichgrau anwittern und manchmal viele und schön gewachsene Korallenstöcke, desgleichen Lammellibranchiatenreste, Crinoidenstielglieder und tonige, zumeist stark zerknitterte, gefältelte und transversal geschieferte, serizitische Häute enthalten. Sie treten typisch ausgebildet beispielsweise am westlichen Ausgang des Untertarntals an den beiden flachen „Isslköpfen" auf. „Isslköpfe" werden in der Arbeit jene beiden, nur aus Kössener Gesteinen bestehenden Köpfe genannt, welche im Osten ein flaches Tal von den steilen Wänden trennt, mit denen das Obertarntal im Westen endet.

Seltener als diese Varietät sind zweitens schwarzgraue oder rötlichgraue, etwas tonige, grau und rötlichgrau anwitternde, mitunter korallenreiche Kalke, welche fast immer die kalkigen Dolomite begleiten. Sie kommen typisch an den Isslköpfen, dann östlich und westlich der Scharte zwischen dem Ober- und Untertarntal, ferner am Ostgrat der Klammerspitze vor. Im Obertarntal, östlich der Scharte enthalten sie nicht näher bestimmbare Korallenreste, die aber schlechterhaltenen Korallen der Kössener Kalke von den Isslköpfen völlig gleichen. Auch enthalten sie stellenweise graue, körnige, wenig mächtige Einlagerungen, die fast ganz aus unbestimmbaren, runden und wenn schief geschnitten, elliptischen Crinoidenstielgliedern (?) oder Seeigelstachelfragmenten (?) bestehen, welche man oft einzeln sowohl in der am häufigsten vorkommenden Varietät 1 als auch in der Varietät 2 an den Isslköpfen antrifft.

Eine dritte Varietät ist durch häufig vorkommende graue, hellgraue und schwarzgraue, bräunlichgrau anwitternde mit Bivalven- und Echinodermenresten (Seeigeln und Crinoiden) erfüllte Lumachellen vertreten. Diese finden sich zum Beispiel an den Isslköpfen und im südlichen Lizumtal, westlich des dort anstehenden basalen Quarzphyllits in einer Höhe von zirka 2400 *m* bei den drei auffallenden Verwerfungen (cfr. Fig. 9).

b) Kössener Mergel.

Durch Aufnahme von reichlicherem Ton entstehen lokal aus den Kalken stellvertretende Mergel. Sie führen ebenfalls Korallen, sind dicht, dünnplattig, gelegentlich serizitisch und leicht kenntlich durch ihre helle, gelbe oder braune Verwitterungsrinde. Charakteristisch kommen sie auf den Isslköpfen vor.

Indem sie mit dunkleren Kalken wechsellagern, entsteht bei den Kössener Kalken ebenfalls eine deutlich ausgeprägte Bänderstruktur, welche zum Beispiel sehr gut am Ostabfall des Sonnenspitzsüdgrates bei P. 2776 zu sehen ist (auf der Karte ist an der Stelle ein Fossilzeichen eingetragen!). Auch die Kössener Mergel sind an den Schichtflächen oft reichlich mit Ton und Serizithäuten besetzt. Die Kössener Kalke und Mergel wurden auf der Karte mit der gleichen Farbe ausgeschieden und erreichen zusammen eine Mächtigkeit von durchschnittlich 25—30 *m*.

Fossilführung der Kössener Kalke und Mergel.

Von den beiden Isslköpfen enthält der doppelgipfelige, nördliche auf der Westseite des westlichen Nebengipfels eine an Lamellibranchiatenresten überaus reiche Kalkbank. Hier ließen sich zu den bereits von Rothpletz u. A. bestimmten Fossilien noch auffinden:

Anomya alpina Winkler
Arca sp.
Cardita austriaca Hauer
Schizodus Ewaldi Bornemann.

Aus den, auf dieser Bank ruhenden, schwarzen Kalken stammen Korallen, wie schon Rothpletz bestimmte:

Thecosmilia fenestrata Reuss
Convexastraea Azzarolae Stopp.

Sie sind meist schlecht erhalten. Zumeist findet man nur von vielem spätigen Kalzit und wenigem Quarz der S. Q. ausgefüllte, sich verzweigende Korallenäste vor.

In grauen Kössener Mergeln östlich des großen Reckners traten östlich des dortigen kleinen Sees nicht näher bestimmbare Reste von großen Korallen auf, mit teilweise erhaltenen Septen und zirka zentimeterweiten Kelchen.

In anstehenden und nicht anstehenden Kössener Kalken der „Isslköpfe“ wurden ferner nicht näher bestimmbare Reste von Echinodermen gefunden, so die schon bereits erwähnten kleinen runden, schief geschnittenen?, elliptischen Crinoideenstielglieder (verdrückter *Pentacrinus bavarius?* oder *Apiocrinus?*) ferner auf einzelnen Handstücken noch zwei Stachelwarzen und zahlreiche Stacheln von regulären Seeigeln (*Cidaroidea*).

Nordöstlich des Gr. Reckners fanden sich in der Rinne, welche südlich der auffälligen großen Triasdolomitwand hinabzieht, auf einem herabgefallenen Stück Kössener Kalkes Reste von einer Astrocoenienkolonie.

An Fossilien wurden bis jetzt von früheren Autoren und dem Verfasser in den Kössener Kalken gefunden:

A. Echinodermen.

1. Crinoidenreste nicht näher bestimmbar.
2. Cidaroidenreste nicht näher bestimmbar.

B. Korallen.

1. *Cfr. Thecosmilia fenestrata Reuss.*
2. *Cfr. Convexastrea Azzarolae Stopp.*
3. *Astrocoenia.*
4. Große, nicht näher bestimmbare Einzelkorallen.

C. Brachiopoden.

1. *Terebratula gregaria Suess.*

D. Lamellibranchiaten.

1. *Gervillia praecursor Quenstedt.*
2. *Anomya alpina Winkler.*
3. *Modiola minuta Goldf.*
4. *Arca sp.*
5. *Pecten sp.*
6. *Cardita austriaca Hauer.*
7. *Schizodus Ewaldi Bornemann.*
8. *Corbula alpina Winkler.*

Die Verwitterungserscheinungen und das morphologische Auftreten der Kössener Kalke der Tarntaler Berge ist das der Kössener Kalke der nördlichen Kalkalpen, wie sie sich überhaupt von diesen nur durch die sekundär erworbenen Serizithäute und Quarzgänge unterscheiden.

c) Kössener Dolomite.

Die Kössener Dolomite sind in Beschaffenheit und Mächtigkeit sehr stark wechselnd und zumeist gebankt. Oft geht die Bankung in klotzige Ausbildung über. Manchmal werden die Dolomite bituminös oder dem Triasdolomit sehr ähnlich.

Im allgemeinen unterschieden sie sich von diesem durch das Vorhandensein von vielen tonigen oder serizitischen Häuten oder Flatschen und einer mit diesen in Zusammenhang stehenden, bräunlichen oder gelblichen Verwitterungsrinde.

Die S. Q. haben das Gestein oft ganz durchtränkt und silifiziert, zum Beispiel am Nordgrat des Nederergipfels an der Basis der Schuppe B_2.

Die Kössener Dolomite führen östlich des nördlichen Isslkopfes in der flachen Talsohle und zirka 250 *m* nordöstlich der Scharte zwischen der Geierspitze und dem Gr. Reckner viele unbestimmbare Korallen. Östlich des nördlichen Isslkopfes enthielt ein nicht anstehendes Felsstück schlechterhaltene Reste von *Pecten sp.*

Die Fossilführung und Wechsellagerung der Kössener Dolomite mit den Kössener Kalken zeigt an, daß die als Kössener Dolomit bezeichneten Dolomite wirklich rhätische Ablagerungen und nicht etwa auf die Kössener Kalke geschobener Triasdolomit sind, was man annehmen könnte, da es Kössener Dolomite gibt, welche den Triasdolomiten völlig gleichen.

Die Kössener Dolomite lassen sich hinsichtlich ihrer petrographischen Ausbildung in sechs Gruppen einteilen:

1. Gruppe. Sie beherbergt unter anderem die triasdolomitähnlichen Typen und führt (siehe das Fossilzeichen auf der Karte des II. Teiles) östlich des nördlichen Isslkopfes Korallen und Reste von *Pecten sp.*

Es sind dichte oder feinkristalline, helle, bläulichgraue oder dunkelgraue, zuweilen mit Breccienstruktur und Bankung versehene, meist tonfreie Dolomite, welche zum Beispiel in der Schuppe A auf der Westseite des Hauptmassivs auf den Kössener Kalken, ferner

zwischen Schuppe A und B_2 linsenförmig am Westgrat der Klammspitze, sodann östlich des Großen Reckners in Schuppe B_1 typisch vorkommen.

2. Gruppe. Es sind dichte und feinkristalline, zumeist gebankte, schwarzgraue und schwarze, ton- und serizitreiche Dolomite, mit braun und braungelben, sogar rotbraunen Verwitterungsfarben. Diese Gruppe enthält eine fast überall ausgebildete, sehr auffällige Varietät, nämlich einen dichten, schwarzen Dolomit mit gelber oder gelbbrauner Verwitterungsrinde, welcher häufig Bänke und Linsenzüge bildet. Zum Beispiel im Hauptmassiv an der Südwestwand des Nedererwestgrates, ferner östlich der „Isslköpfe", dann am Nordabfall des Nederers zwischen den Schubmassen A und B und an der Klammspitze nordöstlich des Klammjoches (an der Stelle einer kleinen Lokalüberschiebung).

3. Gruppe. Ungebankte, helle, grünlichgraue, feinkristalline, grau anwitternde Dolomite am Nedererwestgrat.

4. Gruppe. Ungebankte, fein- und grobkristalline, braune und rötlichgraue Dolomite, grau und braun anwitternd im Hauptmassiv an der „Schmirner Reisse".

5. Gruppe. Ungebankte, dichte, hellgraue mit gelben Tonhäuten reich versehene Dolomite (im Hauptmassiv an den Isslköpfen).

6. Gruppe. Helle, gelbliche mit gelben und rötlichbraunen Flatschen versehene, in Linsen auftretende Dolomite (im Hauptmassiv am Klammspitz-Ostgrat, nördlich vom P. 2418).

Im allgemeinen läßt sich von den Kössener Dolomiten sagen: die dunklen Varietäten enthalten mehr Ton und sind öfter gebankt als die hellen Arten.

Die sechs genannten Dolomitgruppen, welche selbst wieder viele feine Nuancierungen aufweisen, vertreten sich gegenseitig beim Aufbau des Dolomitbandes, das sich normalerweise zwischen den Kössener Kalken und den Juraablagerungen einschiebt. Die Kössener Dolomite werden auf der Westseise des Hauptmassivs bei P. 2642 und nordöstlich vom Großen Reckner bis zu 30—40 m mächtig.

d) Kalkige Dolomite.

An die Stelle der Kössener Dolomite treten manchmal kalkige Dolomite zum Beispiel oberhalb östlich und westlich der Scharte zwischen Ober- und Untertarntal, ferner auf der Nordseite der südlichen Schoberspitze, sodann im Untertarntal südlich des südlichsten Sees zwei Blöcke an der Basis der Schuppe B_2, (der östliche geht lokal in Dolomit über), ferner auf der Nordseite der südlichen Schoberspitze, sodann auf der unteren Terrasse westlich des Kleinen Reckners sowie auf der Süd- und Nordseite des Nederers. Die Karte verzeichnet hier nur Kössener Kalke. Es sind Kalke der Varietät 2, welche mit den Linsen der kalkigen Dolomite wechsellagern.

Die kalkigen Dolomite sind schwarzgraue oder bläulichschwarzgraue, immer dunkle Gesteine von dichter Beschaffenheit mit heller, grauer oder braungrauer Verwitterungsrinde. Sie bilden gern in den grauschwarzen, tonarmen Kössener Kalken mehrere Dezimeter oder Meter dicke Linsen mit weißen, stark hervortretenden Kalzitgängen (zum Beispiel im Hauptmassiv östlich und westlich der Scharte zwischen Ober- und Untertarntal) und führen vielfach zerknitterte Tonhäute. Auch Übergänge von kalkigen Dolomiten, sowie reine Dolomite kommen vor.

Auf der geologischen Karte des II. Teiles wurden die kalkigen Dolomite mit der Farbe der Kössener Dolomite versehen. Vielfach gibt diese Karte nur Kössener Kalke oder Dolomite an, obschon diese mitunter durch die kalkigen Dolomite vertreten sind.

e) Tonschiefer.

Lokal hat sich innerhalb der Kalke, Mergel und Dolomite der Ton der Tonflatschen und serizitischen Häute so stark angereichert, daß Tonschiefer von einer Mächtigkeit bis zu $2\,m$ entstanden sind. Diese bilden immer nur Putzen, nie auf große Entfernungen hin verfolgbare Horizonte. Es gibt dichte, graue, schwarze, feinschieferige (zum Beispiel im Hauptmassiv auf der Westseite unter dem P. 2642), oder gelblichbraune flatschige Schiefer (zum Beispiel am Klammspitz-Ostgrat nördlich vom P. 2418). Sie sind entweder matt, dann mit runzeliger Oberfläche oder seidenglänzend, dann mit glatter Oberfläche versehen. Pflanzenreste führen die schwarzen, manchmal stark kohligen Tonschiefer nicht. Auf der Karte gehen die Tonschiefer entweder mit der Farbe der Kalke oder der Dolomite, je nachdem sie eines der beiden Gesteine vertreten.

Verbreitung der Triasgesteine.

Die allgemeinen Resultate der tektonischen Untersuchungen müssen schon hier gebracht werden. (Cfr. Geologische Übersichtskarte.) Hierher gehört, daß die Schubfläche zwischen Schuppe B_2 und B_1 = Schubfläche II zwischen hangenden und liegenden Triasgesteinen verläuft, die Schubfläche zwischen Schuppe B_2 und A = Schubfläche II zwischen hangenden Trias- und liegenden Juragesteinen oder auch zwischen hangenden und liegenden Juragesteinen, die Schubfläche zwischen Schuppe B_1 und A = Schubfläche II zwischen hangenden Trias- und liegenden Juragesteinen, die Schubfläche zwischen der Schuppe A und dem basalen Vorlande = Schubfläche I zwischen hangendem Quarzphyllit und liegender Trias oder liegendem Jura, oder zwischen hangender Trias und liegendem Jura.

Trias im basalen Vorland.

Im Mölstal wie an vielen anderen Stellen der Tarntaler Berge sind auf wenig mächtigen grauen, triadischen Dolomiten des basalen Vorlandes Juragesteine zum Absatz gelangt. In solchen Fällen kann man im Zweifel sein, ob man eine Transgression des Jura auf

den Raibler(?) Dolomiten oder auf stark erodiertem Triasdolomit vor sich hat, welcher einstmals Kössener Schichten trug, die auch mit wegerodiert wurden, oder ob von vornherein der Triasdolomit wenig mächtig ausgebildet war, oder ob nach seiner Ablagerung eine lange Festlandsperiode eingetreten ist, welche Kössener Schichten nicht zum Absatz kommen ließ.

Anhaltspunkte für ein solches Festland können an der Überschiebungslinie: Kalter Kofel, Mölser Scharte, Mölser Bach gefunden werden, weil hier der Quarzphyllit der unteren Schuppe *A* auf basalem Quarzphyllit ruht, ohne daß Reste der Trias oder des Jura dazwischenliegen. Indessen kann das Fehlen der Trias- und Juragesteine auch tektonisch erklärt werden wie im zweiten Teil gezeigt werden wird.

Im Lizumtal südöstlich und zugleich oberhalb der Lizumalpe schaut aus dem Gehänge- und Bergschutt noch ein kleines Stück des Nordflügels einer sich flach nach Westen senkenden Mulde heraus. Sie besteht zu unterst aus basalem schlecht aufgeschlossenen Quarzphyllit, dann aus Raibler(?) Dolomiten, Rauhwacken und Quarziten, dann aus Juraschichten und kann bis zur Scharte zwischen „Grauer Wand" und der „Hennensteigen" (s. Übersichtskarte) verfolgt werden. Der Bach, welcher durch die Lizumalpe fließt, hat in ihr lokal sehr gute Aufschlüsse mit mächtigen Quarziten, wie sie dem Jura des basalen Vorlandes am Nordgrat der Grauen Wand eingeklemmt sind, dann mit Raibler(?) Dolomiten und Rauhwacken geschaffen.

Im Klammtal läßt sich mit Hilfe der Raibler(?) Schichten, die entweder auf dem Brennerschiefer oder auf dem Quarzphyllit zum Absatz gekommen sind, eine prätriadische, gänzliche oder teilweise Erosion des Quarzphyllits und eine schwache Faltung des paläozoischen Untergrundes feststellen.

Da sich sowohl auf hangendem Quarzphyllit als auch auf liegendem Brennerschiefer Raibler(?) Rauhwacken und Raibler(?) Quarzsande (die späteren Raibler(?) Quarzite) absetzen konnten, müssen zur Zeit der Triastransgression die Quarzphyllite teilweise schon völlig vom Brennerschiefer wegerodiert gewesen sein.

Mit dieser Annahme stimmt auch die Beschaffenheit der Rauhwacke überein. Sie ist ein sehr kalkhaltiges Gestein, auch wenn sie auf dem kalkarmen oder kalkfreien Quarzphyllit ruht. Aus dem bloßgelegten, sehr kalkreichen Brennerschiefer konnte das transgredierende Triasmeer leicht die zum Aufbau der Rauhwacke nötigen Kalkmengen nehmen, wozu die hie und da im Quarzphyllit auftretenden, wenig mächtigen, kalkigen Einlagerungen nicht ausreichten.

Eine Stelle, wo der Quarzphyllit nur noch 15—20 *m* mächtig erhalten blieb, wird am Schwarzen Schroffen angetroffen, wo diesseits des dortigen Grabens und der in demselben verlaufenden Verwerfung die Sedimente der Rauhwacke und der Quarzite noch auf Quarzphyllit, jenseits aber schon auf Brennerschiefern abgelagert werden konnten.

Daß auch der Quarzphyllit der Knappenkuchel in vortriadischer Zeit eine bedeutende Reduktion erfahren hat, darauf wurde schon früher hingewiesen.

Damit in den Tarntaler Bergen die im allgemeinen von Norden nach Süden hin sich vollziehende prätriadische Erosion und Reduktion des Quarzphyllits bis in das durch Wechsellagerung mit dem Quarzphyllit gekennzeichnete oberste Niveau des Brennerschiefers hinabgreifen konnte, mußten notwendigerweise der mächtige Quarzphyllit- und Brennerschiefer sich in sehr flacher Lagerung befunden haben. Gefaltet waren nun beide Gesteine, wie die gefalteten, aufgearbeiteten Stücke in den Rauhwacken zeigen, sicherlich. Wenn wir nun noch berücksichtigen, daß die Raibler (?) Schichten konkordant und diskordant auf dem Quarzphyllit und Brennerschiefer abgelagert wurden, dann läßt sich das paläozoische Gebirge als ein Gebirge mit sehr flachen Sätteln und Mulden rekonstruieren. An den Sättelfirsten trat dann konkordante, in den Muldensenken diskordante Ablagerung der mesozoischen Schichten ein. (Cfr. Fig. 5.)

Im Klammtal wird der basale Triasdolomit an der südlichen Schoberspitze ziemlich mächtig. Hier trägt er noch Kössener Schichten, allerdings nur Mergel und Kalke, welche auf der Nordseite der südlichen Schoberspitze an Stelle der Kössener Dolomite eine Linse grauen kalkigen Dolomits enthalten. Zwischen der südlichen Schoberspitze und der oberen Lattereralpe nimmt der Triasdolomit am Südgrat des P. 2453 mehr oder minder stark aufgearbeitet am Aufbau einer sich schwach nach Westen senkenden Mulde teil, welche sich auch in den Kössener Schichten der südlichen Schoberspitze noch schwach bemerkar macht.

Im Fenster des Mölstales haben wir eine überkippte, sich nach Süden öffnende, aus Triasgesteinen bestehende und nachträglich noch stark gefaltete Mulde vor uns, welche vom überschobenen Quarzphyllit der Schuppe *A* zugedeckt wird und einen Jurakern umhüllt. Die Triasgesteine sind hauptsächlich Raibler (?) Schichten. Am Kalten Kofel tritt im überkippten hangenden Schenkel bereits ein ziemlich mächtiger Triasdolomit auf. Die überkippte Triasmulde findet sich außerhalb der kolorierten Karte (cfr. Geol. Übersichtskarte) am Hippold und in dessen Umgebung wieder.

Trias in den Schuppen des basalen Vorlandes.

Innerhalb des basalen Vorlandes haben sich vom mesozoischen Sedimentbestande desselben zwei kleinere Schuppen abgespalten. Am nördlichen Teil der Schmirner Reisse ist noch ein zirka 30 *m* mächtiges Triasdolomitstück sichtbar, welches ohne Kössener Schichten zu tragen, mit Juraschichten bedeckt ist und bei der Überschiebung der Schuppe *A* vom Mesozoikum des basalen Vorlandes losgerissen und auf basalen Jura geschoben wurde. Dieser basale Jura ist besser noch westlich der Überschiebungsstelle, in der Umgebung des P. 2268, aufgeschlossen. Die kleine Schuppe nordöstlich des Melkplatzes besteht, soweit sichtbar, an ihrer Basis aus Raibler (?) Quarziten, die allerdings stark mit den hangenden und liegenden Juraschichten verknetet sind.

Mylonitisierte Triasgesteine im basalen Vorland.

Nördlich der oberen Lattereralpe, in einer Höhe von zirka 2160 *m*, dann auch östlich der Alm, etwa 2050 *m* hoch, am Ende der nördlichen der beiden auffälligen Rinnen gelegen, fanden bei der Überschiebung der Schuppe *A* mechanische Vermischungen benachbarter Raibler(?) Horizonte statt, wie sie früher allgemein geschildert wurden.

An der erstgenannten Stelle wurden in die Rauhwacke eckige, grünliche Triasquarzserizitstücke sowie grünliche und bräunliche Raibler(?) Kalkstücke der IV. und III. Varietät, am zweitgenanten Orte Raibler(?) Kalkstücke der Varietät II hineingepreßt.

Trias in der Schuppe A.

Die Triasgesteine der Schuppe *A* markieren im allgemeinen die Form einer mächtigen Linse. Die nördliche Verjüngung derselben wird heute nur von den Raibler(?) Schichten gebildet, die sich vom Westende des Schober-Mölszuges bis zum Melkplatz ins Lizumtal verfolgen lassen und auf dem Quarzphyllit der Schuppe *A* zum Absatz gekommen sind. Der dicke, mittlere Teil der Linse wird durch die unteren Partien des Hauptmassivs gebildet. Er enthält vor allem den mächtigen Triasdolomit des Isslgrabens. Ersterer steht mit dem Triasdolomit des Klammspitzostgrates sehr wahrscheinlich in Verbindung, wird aber auf der Ostseite des Hauptmassivs durch Jurakonglomerate verdrängt. Die Westseite des Hauptmassivs liefert hingegen für die Kössener Schichten die deutlichsten Profile und die besten Versteinerungen.

Das südliche Ende der Linse ist an der Schmirner Reisse und im südlichen Lizumtal durch Triasdolomite und Kössener Schichten aufgeschlossen.

Trias in der Schuppe B_1.

Die teilweise vom Bergschutt zugedeckte Schuppe B_1 ist ebenfalls linsenförmig gebaut und zwischen den Schuppen *A* und B_2 eingeklemmt. Ihr Material stammt aus der Basis der Schuppe B_2 und besteht nur aus Triasgesteinen: aus Rauhwacken, Triasdolomit, Kössener Dolomiten und Kalken. Die Rauhwacken kommen an einer leicht übersehbaren Stelle nordöstlich des Gr. Reckners, am Ende der Rinne vor, welche im südlichen Lizumtal in den Triasdolomit der Schuppe *A* zwischen der 2500- und 2600-*m*-Kurve eingeschnitten ist und in der eine O—W streichende Verwerfung verläuft.

Trias in der Schuppe B_2.

Vermittels der Triasgesteine, welche die Schuppe B_2 in den meisten Fällen an ihrer Basis mehr oder minder ausgebildet führt, ist die Schubfläche II deutlich zu verfolgen. Es zeigt sich nun, daß die überschobenen Triasgesteine der Schuppe B_2 vom Nordende derselben, also vom Schober-Mölszug bis zum Süd-

ende, also bis zum Südabfall des Hauptmassivs, im allgemeinen immer mächtiger werden oder in immer tiefere Horizonte hinabgreifen, so daß im südlichen Teil des Hauptmassivs bereits die Raibler(?) Rauhwacken und Quarzite auf den Juragesteinen des basalen Vorlandes ruhen. Wie der tektonische Teil noch näher zeigen wird, hängt dieses nach Süden hin erfolgende Anschwellen der Triasgesteine und das Auftauchen der älteren Horizonte mit einer südlichen Neigung der Schubfläche II zusammen.

Die Schuppe B_2 legte sich, während sie über die Schuppe A glitt, in mehrere Falten, zum Beispiel am Nederer, am Sonnenspitzwestgrat und nördlich und westlich des Kl. Reckners. Infolge dieser Faltungen treten an den genannten Stellen „in Juragesteine eingewickelte Triasgesteine“ auf.

Am Schober-Mölszug sind die Triasgesteine der Schuppe B_2 sehr wenig mächtig. Es treten nur vereinzelte große Blöcke davon auf. Am Westende des Zuges bei P. 2453 sind es Kössener Dolomite und kalkige Dolomite, auf der Südseite des Zuges zwischen der nördlichen Schoberspitze und der Klammer-Sonnenspitze an drei Stellen hingegen brecciöse Triasdolomite, an der Klammer-Sonnenspitze drei größere nicht leicht zu übersehende Triasdolomitblöcke. Sie stammen von einem ehemals kontinuierlichen Triasdolomitzug her, welcher an der Klammspitze noch besser erhalten ist. Hier bildet gelegentlich fahlerzführender, hell- und dunkelgrauer und von einer kleinen Lokalüberschiebung durchzogener und mit wenig Kössener Schichten verknüpfter Triasdolomit die Antiklinalen a_6 und a_7. Der triadische Teil der Mulde, welche zwischen den Antiklinalen a_5 und a_6 liegt (cfr. Übersichtskarte), besteht aus Kössener Kalken und dolomitischen Kalken. Die Kössener Dolomite treten am Ost- und Westgrat der Klammspitze als auffällige Linsen hervor. Die gleichen Kössener Kalke und Dolomite, wie sie an der Klammspitze an der Basis der Schuppe B_2 vorkommen, treffen wir wieder am Gipfelbau des Nederers, ferner östlich und westlich der Scharte zwischen Obertarntal und Untertarntal, dann im Obertarntal, südlich des Kl. Reckners, und auf der Terrasse westlich von P. 2730, welcher nordwestlich vom Kl. Reckner liegt, an.

Am Nederer wurde die Schuppe B_2 während der Überschiebung in eine ungefähr nordwest-streichende, S-förmige, später wieder muldenförmig verbogene Falte gelegt. Symmetrisch zu ihr liegt am Sonnenspitzwestgrat eine zweite S-förmige Falte (das Untertarntal ist Symmetrieachse), an welche sich südlich des Reckners und nördlich und westlich vom genannten P. 2730 eine dritte S-förmige Falte anschließt, deren Achse im Osten noch Ost-West streicht, dann aber nach Süden umbiegt. Diese Falte ist nur im Westen des Hauptmassivs stark ausgebildet.

Infolge der drei S-förmigen Falten berühren die Triasgesteine von der Basis der Schuppe B_2 nicht nur die Oberfläche der Schuppe A oder B_1, sondern sie treten auch keilförmig zwischen den Juragesteinen der

Schuppe B_2 auf, so daß man zunächst an das Vorhandensein weiterer Schuppen denken könnte. Für solche jedoch besitzen wir aber keine Anhaltspunkte. So zum Beispiel läßt sich im östlichen Obertarntal nördlich des Gr. Reckners durch die dortigen Trias- und Juragesteine jene Schubfläche nicht weiter verfolgen, welche im Westen zum Beispiel bei P. 2730 zwischen den keilförmig auftretenden Kössener Kalken und den liegenden Juraschichten angenommen werden könnte. Ferner herrscht an den fraglichen Stellen (am Nederer, am Sonnenspitzwestgrat und im südlichen Obertarntal und westlich des Kl. Reckners) völlige Konkordanz zwischen den Triasgesteinen und den hangenden und liegenden Juraschichten, ohne das geringste Anzeichen einer Schubfläche oder Rutschfläche.

Am Nederer ist die S-förmige Falte folgendermaßen gebaut: ihre obere Muldenregion öffnet sich nach Norden und besteht aus einem Triaskern, welcher von fossilführenden Kössener Kalken und von kalkigen Dolomiten gebildet wird. Die untere Muldenregion öffnet sich nach Süden. Den Kern derselben bilden an Stelle von Kieseltonschiefern die schwarzen Tonschiefer des Südabhanges des Nederers. Der liegende Schenkel dieser Mulde führt an seiner Basis Triasgesteine, zu welchen am Nordgrat des Nederers und westlich davon stark verquarzter Kössener Dolomit, auf der Südseite des Nederers an zwei Stellen mit Jurakonglomeraten bedeckte Triasdolomitblöcke gehören.

Am Sonnenspitzwestgrat ist die zweite S-förmige Falte folgendermaßen gebaut. Ihre obere Muldenregion öffnet sich nach Süden. Der Triaskern derselben wird östlich und westlich der Scharte zwischen dem Ober- und Untertarntal von gelegentlich korallenführenden Kössener Kalken und von kalkigen Dolomiten gebildet. Am Nordgrat und Südgrat der Sonnenspitze enthält er zu innerst noch Triasdolomit, welcher gegen Süden hin stark anschwillt.

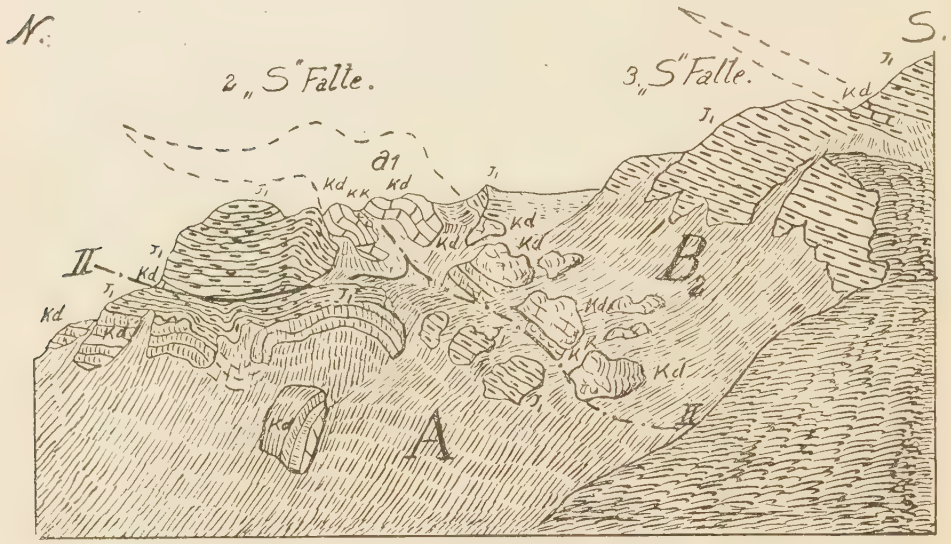
Die untere Muldenregion dieser S-förmigen Falte öffnet sich nach Norden. Ihr liegender Schenkel besitzt an der östlichen Scharte des Untertarntales keine Triasgesteine. Ihr innerster Kern ist durch Jurakonglomerate und an Stelle der Kieseltonschiefer wieder durch schwarze, mit den Konglomeraten zum Absatz gekommene und verknotete Tonschiefer angedeutet, welche im Süden durch Ausquetschung verlorengegangen sind, so daß man östlich des Sonnenspitzgipfels nur mehr einen Kieselkalkkern besitzt.

Die obere Mulde der dritten S-förmigen Falte öffnet sich nach Süden, beziehungsweise nach Südosten. Ihr innerster Kern wird bei P. 2370 von Kössener Kalken und kalkigen Dolomiten gebildet. Der liegende Schenkel der unteren, sich nach Norden, beziehungsweise nach Nordwesten öffnenden Mulde enthält nur am Westende des Obertarntales noch Kössener Dolomite und Kalke, südlich des Obertarntales hat er dieselben bereits verloren. Daher kommen die jurassischen Kieselkalke der Schuppe B_2 unmittelbar auf die Kieselkalke der Schuppe A zu liegen.

Von den Sattelumbiegungen der drei S-förmigen Falten sind bereits alle wegerodiert. Bei der zweiten Falte ist die Muldenumbiegung durch die Abhänge am Westende des Obertarntales prächtig aufgeschlossen. (Cfr. Fig. 6.)

Die Raibler (?) Horizonte der Schuppe B_2 finden sich nordöstlich des Gr. Reckners am Südgrat der Sonnenspitze, dann östlich der Scharte zwischen dem Gr. Reckner und der Geierspitze, ferner auf der Südseite des Hauptmassivs. Am Sonnenspitzsüd-

Fig. 6.



Profil vom Westabfall des Obertarntales.

Blick vom P. 2642 auf die beiden südlichen, nachträglich noch gefalteten „S"-Falten am Westabfall des Obertarntales.

J_1 = Jurakieselkalke. — *kd* = Kössener Dolomite und kalkige Dolomite. — *kk* = Kössener Kalke. — II = Überschiebung. — a_1 = Antiklinale. *A*, B_2 = Schuppen.

grat sind es leicht übersehbare, mit Quarzphyllitgeröllen erfüllte, eisenreiche Rauhwacken, welche auf fossilführenden Kössener Kalken der Schuppe B_1 ruhen. Östlich der Scharte zwischen Gr. Reckner und der Geierspitze trifft man wieder Rauhwacken an, welche einen zertrümmerten Quarzithorizont enthalten und auf jurassische Schichten des basalen Vorlandes geschoben sind. Auf der Südseite des Hauptmassivs werden Raibler (?) Rauhwacken und -Quarzite angetroffen. Die Quarzite treten am Ostende der oberen Terrasse des Geierspitz-Nordostgrates, im Norden einer auffälligen Jurakonglomeratnase auf. Die Rauhwacken sind auf der ganzen

Südseite des Hauptmassivs von dieser Stelle mit Unterbrechungen bis zum Staffelsee verfolgbar und ruhen wie die Quarzite auf Juragesteinen des basalen Vorlandes.

II. Juragesteine.

Sie setzen sich zusammen aus:

1. Kieselkalken, welche als Bänderkalke, phyllitische Bänderkalke und Wetzsteinkalke entwickelt sind.
2. Konglomeraten (normal und mylonitisiert).
3. Kieseltonschiefern mit Kieselkalkeinlagerungen.
4. Aus bunten, mehr oder minder stark metamorphosierten Tonschiefern.
5. Kalkführenden Tonschiefern.
6. Aus Quarzserizitschiefern mit und ohne Dolomitgeröllen.
7. Sandigen, regenerierten Dolomiten.

Nach der Ablagerung der Kössener Schichten und vor dem Absatz der Juraschichten traten in den Tarntaler Bergen zwei wichtige Ereignisse ein.

Zunächst bildete sich durch völliges Verschwinden des flachen Kössener Meeres ein Festland heraus, dessen Schichten später lokal aufgerichtet wurden, dann wurde allmählich das gefaltete Festland vom heranrückenden Jurameer überspült, welches die Unebenheiten des Festlandes nahezu völlig abtrug. Viererlei entstand nun bei dieser Tätigkeit.

1. Verschieden mächtige Strandkonglomerate, welche mit den übrigen, neugebildeten Juragesteinen wechsellagerten.
2. Umlagerung der tonfreien und tonigen Raibler(?) Quarzsande, aus welchen durch die Metamorphose *C* die jurassischen Quarzserizitschiefer entstanden.
3. Quarzsande mit Dolomitgeröllen; diese Gesteine sind eine Mischung zwischen den Konglomeraten 1 und 2.
4. Sandige regenerierte Dolomite.

Außerdem kamen im Jurameer noch Sedimente zum Absatz, welche durch ihren Reichtum an kieseligen Bestandteilen in starkem Kontrast zu den Kössener Gesteinen stehen. Hierher gehören die Kieselkalke, Kieseltonschiefer, bunten Tonschiefer, kalkführenden Tonschiefer. Diese Gesteine sind stellenweise sehr mächtig und gleichmäßig ausgebildet und wurden in diesem Falle wohl in tieferen, ruhigeren Becken des Jurameeres abgesetzt. Da sie aber auch in der gleichen petrographischen Ausbildung, mit den Konglomeraten, den Quarzserizitschiefern und den Dolomitgerölle führenden Quarzserizitschiefern, also mit metamorphen Sedimentgesteinen vorkommen, welche nur in einem flachen Meere entstehen konnten, so lassen sie sich nicht als Tiefseeablagerungen auffassen.

„Es bestand also auch in den jurassischen Ablagerungsbezirken der Tarntaler Berge keine echte Tiefsee."

Die normale Aufeinanderfolge der Juraschichten ist die, daß die Kieselkalke mit den Bänderkalken zu unterst liegen, darüber folgen die Wetzsteinkalke, auf denen die Kieseltonschiefer mit einem zweiten Wetzsteinlager ruhen. Die Konglomerate können alle Horizonte dieser Gesteine vertreten. Wenn der Serpentin vorhanden ist, liegt er in diesem zweiten Wetzsteinkalkband.

I. Kieselkalke.

Bei den Kieselkalken gibt es drei leicht voneinander zu trennende Ausbildungsformen:

a) Bänderkalke = normale Kieselkalke (häufigste Form).

b) Schieferige, den „Brennerschiefern" petrographisch ähnlich ausgebildete Kieselkalke.

c) Wetzsteinkalke.

Alle diese drei Arten sind durch die Metamorphose *C* umgewandelte, ehemals stark kieselige und tonige jurassische Kalke, welche auch die S. Q. beherbergen, die hier Kalzit und Albite führen.

a) Bänderkalke.

Sie sind an den dichten, wenig dicken, hellen und dunklen Bändern, welche miteinander alternieren und an ihrer Oberfläche mit seidenglänzenden, grauen serizitischen Häuten bedeckt sind, leicht zu erkennen.

Die Grenze zwischen den hellen und dunklen Lagen ist scharf oder verschwommen. Die hellen Bänder führen mehr Quarz und weniger Kalk als die dunklen. Sie besitzen in frischem Zustande eine hellgraue Farbe. Die angewitterte Oberfläche ist bräunlich hellgrau und mürbe und läßt die durchlöcherten Serizithäute stark hervortreten.

Die dunklen Lagen sind am frischen Bruch und an der verwitterten Oberfläche schwarzgrau. An manchen Stellen sind sie auf kurze Strecken (z. B. im Untertarntal am Nordabfall des Felskopfes östlich von den Isslköpfen) als körnige Echinodermenbreccien ausgebildet. (Man beachte die Fossilzeichen in den Kieselkalken.)

Bei den tektonischen Bewegungen wurden die hellen und dunklen Lagen der Bänderkalke stark gestaucht und durcheinandergeknetet. Durch eine häufig auftretende Transversalschieferung (in der Schuppe *A*, z. B. am Ende des Klammspitzostgrates, in der Schuppe B_2 südwestlich des Staffelsees), welche die Schichten mit verschiedenen Winkeln durchscheidet, entstanden sogenannte „Griffelschiefer".

Die Kieselkalke enthalten oft sehr viele Pyrite (z. B. in der Schuppe *A* oberhalb der Schmirner Reisse.) Ihre dicht und drusig ausgebildeten S. Q. durchsetzen parallel und schief die Gesteinslagen.

Die Bänderkalke bilden oft stark zerklüftete Wände (z. B. in Schuppe *A* oberhalb der Schmirner Reisse). Bezeichnend sind für sie an „geologische Orgeln" erinnernde Verwitterungsschlote (z. B. in der Schuppe *A* oberhalb der Schmirner Reisse am Kleinen Reckner-Westgrat, ferner am Südwestabfall des Nederers.)

Die Atmosphärilien vermögen die anstehenden Kieselkalke und ihren eckigen kleinplattigen Schutt nur wenig aufzulösen, die dunklen Lagen infolge des größeren Kalkgehaltes mehr als die hellen quarzreichen. Die Bänderkalke sind verschieden mächtig, im Durchschnitt zirka 30 *m*. Auf der Ostseite der Tarntaler Sonnenspitze jedoch und am Kleinen Reckner-Westgrat und bei P. 2642 werden sie sicher über 70 *m* mächtig.

b) Schieferige, den „Brennerschiefern" ähnliche Kieselkalke.

Der Unterschied zwischen diesen Gesteinen und den eben beschriebenen ist ein rein petrographischer. Es handelt sich nur um stärker serizitisierte, mehr gefältelte und zerknitterte und mit vielem Quarz durchtränkte, graubraune Kieselkalke, welche stets mit den übrigen Juragesteinen stratigraphisch verknüpft sind. Die Bänderstruktur ist manchmal nur schwach angedeutet oder durch die Metamorphose *C* schon ganz verwischt. Vielleicht war sie manchmal überhaupt nie vorhanden.

Die dem Brennerschiefer ähnlichen Kieselkalke kommen zumeist an Stellen mit bedeutenden tektonischen Störungen vor, z. B. im basalen Vorland, auf den Südabhängen der Geierspitze und im „Grübelkar" bei P. 2268 sowie östlich des Lizumbaches zwischen Kahler Wand und Grauer Wand in der Schuppe *A*, z. B. an der Klammspitze.

c) Wetzsteinkalke.

Zu diesen wurden jene kieselreichen, durch helle Farben ausgezeichnete Jurakalke gerechnet, welche immer zwischen den Bänderkalken oder den Brennerschiefer ähnlichen Kieselkalken einerseits und den später zu besprechenden jurassischen Kieseltonschiefern anderseits auftreten und gelegentlich technisch verwendbare Wetzsteinlagen enthalten.

An ihnen lassen sich parallele, meist stark gefaltete, dichte oder körnige, pyritführende Platten von weißlicher, weißgrauer, grünlicher oder grüngelber Farbe und marmorartiger Beschaffenheit unterscheiden. Sie bestehen aus einem Gemisch von feinen Quarz- und Kalzitkörnern und verdanken die grüne Farbe den hauptsächlich im Quarz, weniger im Kalzit auftretenden Serizitschuppen. Die Marmorlagen werden getrennt von grünlich gefärbten, seidenglänzenden Serizit- und von grünlichen Chlorithäuten, welche besonders häufig und bedeutend dicker an der Grenze gegen die Kieseltonschiefer auftreten.

Ferner erkennt man makroskopisch deutlich dünne, den Serizithäuten und Marmorlagen parallellaufende Kieselschnüre, sodann die hier an Karbonaten reichen S. Q. Letztere sind von den Kiesel-

schnüren dadurch leicht zu unterscheiden, daß sie da, wo sie ins bereits metamorphe Gestein eingedrungen sind, den Kalzit grobspatig entwickelt und von Chlorit und Serizit gereinigt haben, daß sie ferner charakteristische Züge von Linsen bilden, welche aus Netzquarz und weißen, oft auch durch Rost etwas bräunlich gefärbten und unregelmäßig ausgebildeten Kalzitrhomboedern bestehen.

Es gibt: 1. Wetzsteinkalke, die aus dichten, grünlichen, kalkreichen oder aus bläulich-weißgrauen, kalkarmen Marmorlagen und grünlichen Chlorit- und Serizithäuten bestehen.

2. Wetzsteinkalke mit dünnen, hellgefärbten, gröberen, kalkreichen Marmorlagen und mit feinen Kieselschnüren.

3. Dichte, dünnschieferige, an Kieselschnüren reiche Wetzsteinkalke, sogenannte „Grenzkalke". Sie treten an der Grenze der Kieselkalke gegen hangende oder liegende Kieseltonschiefer auf.

Die technisch verwendbaren Wetzsteinkalke bilden nur wenige Dezimeter dicke Lager, welche nicht nur im Wetzsteinbruch im Lizumtal, sondern auch an vielen anderen Orten immer in der Nähe der Tonkieselschiefern auftreten (z. B. in der Schuppe B_2 am Gipfelbau des Nederers).

Auf der kolorierten Karte des II. Teiles tragen alle Kieselkalke die gleiche Farbe.

Fossilführung der Juragesteine.

Von allen Juragesteinen führen einzig die Kieselkalke Versteinerungen und von diesen generisch bestimmbare nur die Bänderkalke.

Die Senke zwischen dem Ende des Isslgrabens und dem Westende des Untertarntals wird nördlich von einem Eckpfeiler bewacht, an den sich ein Schuttkegel mit herabgestürzten Kössener Dolomitblöcken und Jurakieselkalkstücken anschmiegt (cfr. Fig. 3, II. Teil).

Auf diesem Schuttkegel fand Young im Sommer 1907 eine winzige, Echinodermenreste enthaltende, grau anwitternde, schwärzliche Bänderkalkplatte. Sie trug einen schlechterhaltenen Ammoniten. Dicht daneben lag der Abdruck des Fossils, an einer anderen tiefer gelegenen Stelle dagegen ein weiterer, ebenfalls schlechterhaltener Cephalopod *C*, wieder in Kalken mit den Echinodermenresten.

Bather konnte nun feststellen, daß Teile der von Young aufgefundenen Echinodermenreste von Diadematiden herrühren, „welche wahrscheinlich nicht älter als Trias" sind.

G. C. Crick (L. 7) übernahm die Bestimmung der Cephalopoden. Der Ammonitenrest stammt von *Arnioceras cfr. Arnouldi Dumortier*, das zweite Cephalopodenstück von *Belemnites*.

Wenn diese Bestimmungen richtig sind, dann vertreten die den Ammoniten und Belemniten führenden Bänderkalke, welche unmittelbar auf den Kössener Dolomiten aufruhen, unteren, jedoch nicht untersten Lias, etwa das Sinemurien.

Im Isslgraben zwischen Kurve 2400 und 2500 fand der Verfasser noch drei Echinodermenbreccienplatten, wie sie Young beschrieben

hat, jede mit einem schlechterhaltenen Belemnitenrostrum (mit Alveole). Der Winkel der Alveole ist bei den einzelnen Individuen etwas verschieden.

An der Schmirner Reisse wurde ebenfalls in einem herabgefallenen Stück der Bänderkalke, das nicht als Echinodermenbreccie, sondern nur als dunkle Lage ausgebildet ist, ein etwa 31·2 *cm* langes und an der dicksten Stelle 14 *mm* starkes, konisches Stück eines Belemnitenrostrums gefunden. Die guterhaltene, typische Radialfaserstruktur läßt keinen Zweifel darüber aufkommen, daß es sich hier wirklich um die Gattung „*Belemnites*" handelt.

In anstehenden Kieselkalken wurden Versteinerungen an allen jenen Stellen gefunden, wo die Karte ein Fossilzeichen angibt. Es handelt sich hierbei um schwarze Echinodermenbreccien, deren graue Oberfläche oft ganz mit feinen dunklen Höckerchen, den „?Crinoidenresten", besetzt ist. Nur an einer Stelle, etwa 200 *m* südwestlich des Nederergipfels wurden in anstehenden, grauschwarzen Kieselkalken in einer Höhe von nicht ganz 2700 *m* (cfr. das Fossilzeichen in den Kieselkalken), zwei schlecht erhaltene Belemnitenalveolen gefunden.

Wenn nun auch alle Juraversteinerungen der Tarntaler Berge eine nähere Horizontierung kaum zulassen, so ist doch der sichere Nachweis erbracht, daß die Kieselkalke der Tarntaler Berge nicht der Trias angehören, wozu sie F. E. Suess[1]), Frech[2]) und Sander[3]) stellen, sondern daß sie jedenfalls dem Jura, möglicherweise dem Lias angehören. Für Lias haben sich schon früher Pichler und Rothpletz entschieden und es könnte für eine solche Altersbestimmung der von Young aufgefundene Ammonit als Beweis angeführt werden, wenn nicht sein Erhaltungszustand ein so ungenügender wäre, daß eine einwandfreie Feststellung des Alters nicht möglich ist.

Wenn nun die Kieselkalke jurassisch sind, dann müssen auch die mit ihnen unzertrennbar verknüpften Gesteine, nämlich die Wetzsteinkalke, die Brennerschiefer ähnlichen Kieselkalke, die Kieseltonschiefer, die bunten Tonschiefer, die kalkführenden Tonschiefer, die Quarzserizitschiefer, die sandigen Dolomite und Konglomerate jurassisch sein.

Die Echinodermenbreccien, welche, wie wir wissen, auch Belemnitenreste führen, treten immer nahe an der Grenze zwischen den Kössener Schichten und Kieselkalken auf Es ist ferner anzunehmen, daß der von Young aufgefundene *Arnioceras* ebenfalls aus den unteren, unmittelbar den Kössener Dolomiten auflagernden, Echinodermenbreccien führenden Bänderkalken stammt.

Wenn nun nach der Bestimmung Cricks diese das Sinemurien vertreten, dann fehlen zwischen den Kössener

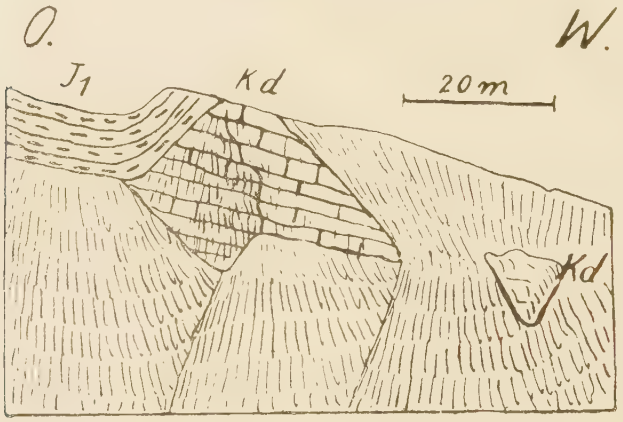
[1]) F. S. Suess. „Das Gebiet der Triasfalten".
[2]) F. Frech, „Über den Gebirgsbau der Zentralalpen".
[3]) B. Sander, „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern".

Dolomiten und dem Sinemurian die Ablagerungen des untersten Lias.

Es besteht also an der Grenze vom Tarntaler Trias und Lias ein Hiatus, der sich auch paläontologisch nachweisen läßt. Es treten nun auch an vielen Stellen deutliche Diskordanzen zwischen den Trias- und Juraschichten auf; so zum Beispiel in der Schuppe *A* im Winkel, welchen der Kleine Reckner-Westgrat mit der Westseite des Hauptmassivs einnimmt (cfr. Fig. 7).

Andere Stellen mit Diskordanzen werden später noch angegeben werden. Diese Diskordanzen sind nur unter der Annahme zu verstehen, daß zum mindesten die Triasgesteine vor Ablagerung der Juragesteine schon aufgerichtet worden waren.

Fig. 7.



O—W-Profil vom Nordabhang des unteren Westgrates des Kl. Reckners.

Transgression der jurassischen Kieselkalke auf den Kössener Dolomiten der Schmirner Reisse.

J_1 = Jurakieselkalke. — *kd* = Kössener Dolomite.

Es hat also in den Tarntaler Bergen am Ende der Rhätzeit ein Festland gegeben. An Stellen, wo die postrhätische Schichtaufrichtung besonders stark gewesen war, setzt die erodierende Tätigkeit des transgredierenden Jurameeres sehr heftig ein. Es wurden mitunter sehr mächtige Strandkonglomerate gebildet und die Raibler (?) Horizonte teilweise umgelagert.

Wenn nun die tiefsten Horizonte der Kieselkalke, eben jene Belemniten-, Ammoniten- und Crinoidenreste führenden Bänderkalke schon oberen Jura vertreten würden, was auf Grund ihrer petrographischen Ausbildung und ihrer Verknüpfung mit den mangan- und eisenhaltigen und radiolaritähnlichen Kieseltonschiefern nicht ganz von der Hand zu weisen ist, dann läßt sich der oben geschilderte Hiatus noch viel leichter verstehen.

Einstweilen scheint es, bis sicher bestimmbare Fossilien vorliegen, besser zu sein, die Kieselkalke und die mit ihnen verknüpften Gesteine ganz allgemein dem Jura zuzuteilen, wozu bis jetzt nur das Auftreten der Gattung *Belemnites* berechtigt.

2. Konglomerate.

a) Normale Konglomerate.

Äußere Erscheinungsform derselben.

In den Tarntaler Bergen gibt es mitunter sehr mächtige Konglomerate, welche fast ausschließlich aus aufgearbeiteten und zur Zeit der Aufarbeitung noch nicht metamorphen Gesteinen der Tarntaler Trias bestehen.

Alle Sorten des Triasdolomits, die sechs Hauptvarietäten der Kössener Dolomite, die Kössener Kalke und Mergel, die Kössener Dolomite, die kalkigen Dolomite, von den Raibler(?) Schichten, die Kalke und Dolomite werden in ihnen angetroffen, daneben ein bis jetzt noch nicht anstehend gefundener kakaobraun anwitternder, grauer, dichter Dolomit, welcher wahrscheinlich zu den Kössener Dolomiten gehört.

Hinsichtlich der petrographischen Beschaffenheit der Komponenten können Dolomit-, Dolomitkalk- und Kalkkonglomerate unterschieden werden.

Die Größe der Komponenten schwankt zwischen mehreren Zentimetern und mehreren Metern.

Die dolomitischen Komponenten zeigen fast immer noch ihre ursprüngliche Form, mit der sie abgelagert wurden. Sie sind entweder eckig oder wenig oder gut abgerollt. Die kalkigen, aber auch die in Ton gebetteten dolomitischen Komponenten sind gern etwas linsenförmig ausgewalzt.

Wenn die einzelnen Komponenten verschieden gefärbt sind, erscheint eine gesprenkelte Oberfläche der Konglomerate, welche die polygene Natur des Gesteins sofort erkenntlich macht.

Wenn die einzelnen Komponenten des Konglomerats aber aus ein und demselben aufgearbeiteten Gestein bestehen, dann ist die Konglomeratnatur der Gesteine schlecht zu erkennen. Doch deuten in solchen Fällen manchmal die S. Q. durch netzförmiges Auftreten die Konglomeratstruktur an.

Beim Schlagen von Konglomerathandstücken schälen sich keine einzelnen Komponenten heraus, wie dies bei tektonischen Breccien der Fall zu sein pflegt, die Komponenten sind vielmehr durch ein feines oder grobes, äußerlich oft nicht sichtbares, dolomitisches Bindemittel so fest miteinander verkittet, daß sie wieder ein völlig kompaktes, einheitliches Gestein bilden.

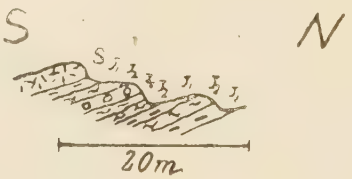
Gegen die Annahme einer tektonischen Entstehung der Konglomerate spricht auch eine deutliche Bankung, welche zum

Beispiel westlich des Wetzsteinbruches bei P. 2230 oder in der Mitte der unteren Ostwand des Hauptmassivs in der Schuppe *A* auftritt (siehe Profiltafel II, Fig. 9). Am Wetzsteinbruch biegen die Konglomeratbänke nach Osten herunter. Sie täuschen hier eine größere Mächtigkeit derselben vor, welche östlich der Sonnenspitze immerhin an die 200 *m* beträgt und anzeigt, daß in der Jurazeit sehr große Mengen von Triasgesteinen aufgearbeitet wurden.

Die Konglomerate wittern, wenn sie viele Triasdolomitkomponenten enthalten, grau, wenn viele Kössener Dolomitkomponenten vorhanden sind, gelblichgrau oder gelbbraun oder graubraun an.

Die an Triasdolomitkomponenten sehr reichen Konglomerate besitzen, wenn sie (wie zum Beispiel in der Schuppe *A* an der unteren Ostwand des Hauptmassivs) sehr mächtig werden, von fern

Fig. 8.



Profil südlich vom Tarntaler-Sonnenspitzgipfel.

S = Serpentin. — J_1 = Kieselkalke. — *Jc* = feine Konglomerate.
J_2 = Tonschiefer oder Kieseltonschiefer.

Auf der Karte sind nur Konglomerate zwischen Kieselkalken und Kieseltonschiefern verzeichnet.

gesehen ganz das morphologische Auftreten des Triasdolomits. Das war wohl der Grund, weshalb sie lokal früher für solchen gehalten und nicht weiter untersucht wurden.

Die Metamorphose *C* hat die Dolomitkonglomerate gar nicht beeinflußt. Bei den tonführenden Kalkkonglomeraten wurde Serizit neugebildet.

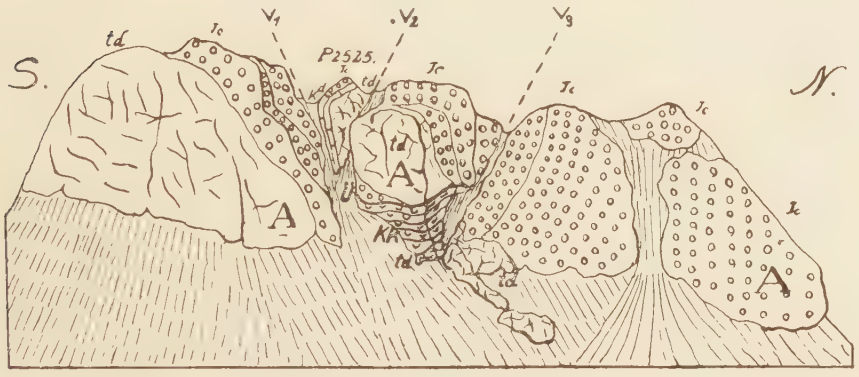
Die S. Q. erscheinen wie beim Triasdolomit oder sie bilden die schon erwähnte netzförmige Umsäumung der Komponenten.

Die Konglomerate treten entweder als selbständige, bisweilen sehr mächtige Horizonte (zum Beispiel in der Schuppe *A*: auf der Ostseite des Hauptmassivs) auf, oder sie erscheinen in der Form von größeren und kleineren, manchmal zu Zügen sich anhäufenden Linsen oder in Bänken an Stelle der Kieselkalke (zum Beispiel in der Schuppe *A* am Nedererwestgrat), an Stelle der kalkführenden und bunten Tonschiefer (zum Beispiel im basalen Vorlande, nordöstlich des Melkplatzes, in der Schuppe B_2 Sonnenspitzsüdgrat cfr. Fig. 8), an Stelle der Quarzserizitschiefer (zum Beispiel im basalen Vorlande: im Grübelkar bei P. 2268, ferner auf der Südseite der Geierspitze und im südlichen Lizumtal, auch zwischen Kahler Wand

und dem Hippold), an Stelle der Kieseltonschiefer (zum Beispiel im basalen Vorlande im südlichen Lizumtal, östlich des Hauptmassivs).

Aus sehr feinen Komponenten bestehende Konglomeratlagen treten am Wetzsteinbruch in den Grenzkalken und am Sonnenspitz-südgrat in Tonschiefern auf (cfr. Fig. 8).

Fig. 9.



Ansicht der Ostwand der gefalteten und durch drei Verwerfungen zerstückelten „fossilen Jurasteilküste" (in der Schuppe *A* im südlichen Lizumtal). Sie besteht aus Triasgesteinen und darauf abgelagerten, aufgearbeiteten Triasgesteinen. Die drei Verwerfungen zerstückeln eine überkippte Mulde und einen Sattel, welche südlich V_1 ca. N 70° Ost, zwischen V_2 und V_3 ca. N—S streichen. Zwischen V_2 und V_3 ist auf die aus Kössener Kalken bestehende Mulde der überkippte Triasdolomit nebst den diesen bedeckenden Konglomeraten geschoben.

V_1, V_2, V_3 = Verwerfungen. — $\ddot{U}$ = Lokalüberschiebung.
A = Schuppe *A*.

Entstehungsgeschichte.

Jurakonglomerate aus aufgearbeiteten Kössener Schichten und Triasdolomiten.

Die Entstehungsgeschichte der Jurakonglomerate kann man entweder aus der petrographischen Beschaffenheit, der Form und Größe der Komponenten, aus ihrer Mächtigkeit und aus den mit ihnen verknüpften Schichten herauslesen, oder sie läßt sich unmittelbar an man möchte sagen „fossilen Jurasteilküsten" studieren.

Ein sehr gut aufgeschlossener Teil dieser Küste findet sich im südlichen Lizumtal in der unteren Ostwand des Hauptmassivs in der Schuppe *A*. Es handelt sich hier um die prächtigen Felswände eines markanten Eckpfeilers, welcher jedem auffällt, wenn er von der Alpe Lizum auf die Geierspitze steigt. Die Ostseite dieses Pfeilers gibt die Fig. 9 wieder, einen Teil der Südseite Fig. 10.

In die Ostseite sind drei auffällige, durch Verwerfungen bedingte Rinnen eingeschnitten. Das Gebiet südlich der südlichsten

Rinne soll uns zunächst beschäftigen. Es zerfällt in einen mächtigen unteren Triasdolomitklotz, auf welchem Jurakonglomerate mit rundlichen und eckigen, kleinen und großen Komponenten zum Absatz gekommen sind. Die Auflagerungsebene der Konglomerate ist, wie ihr östlicher Ausstrich zeigt, etwa mit 45° nach Norden geneigt. Deutlich heben sich durch verschiedene Färbungen die hangenden Konglomerate vom liegenden Triasdolomit ab.

Fig. 10.

Perspektivischer Blick auf die Südseite der „Jurasteilküste“ (mit den taschenförmigen Konglomerateinlagerungen), ferner auf den Kontakt zwischen der Schuppe B_1 und *A*.

J_2 = Juratonschiefer. — *Jc* = Jurakonglomerate. — *kd* = Kössener Dolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *td* = Triasdolomit. — *rr* = Raibler (?) Rauhwacken.

Auf der Südseite des Eckpfeilers beobachtet man, daß die meist aus sehr groben, eckigen, seltener aus gerundeten Komponenten bestehenden Konglomerate an drei Stellen taschenförmig in den Triasdolomit eingelagert sind.

Da nun ferner die Komponenten der Konglomerate aus Kössener Dolomit, zumeist aus Triasdolomit bestehen, kann kein Zweifel mehr sein, daß aus besagtem Eckpfeiler der liegende Triasdolomit neben früher noch vorhandenen Kössener Dolomiten das Material zu den Konglomeraten geliefert hat, und daß er, wie die mit 45° nach Norden fallende Grenzlinie und die eckigen, groben Komponenten der Konglomerate besagen, eine steil nach Norden fallende Küste gebildet hat, welche sukzessive von grobem, wenig aufgearbeitetem und sich zu festen Konglomeraten wieder verkittendem Triasschutt überdeckt wurde.

An dieser mitunter stark zerklüfteten Küste brach sich das Jurameer, die herabgestürzten Triasdolomitblöcke mehr oder minder zerkleinernd und abrollend. Manchmal haben sich wohl auf einmal größere Dolomitmassen von der Küste abgelöst. Von solchen scheinen die bis zu 15 *m* hohen in den mittelgroben Konglomeraten liegenden Triasdolomitblöcke nördlich des Auslaufes der nördlichen der drei genannten Rinnen zu stammen.

Die eben geschilderte Steilküste setzt sich nach Norden fort, nur läßt sie sich nicht mehr so leicht feststellen, da stratigraphische Eigentümlichkeiten, Faltungen, Verwerfungen und Überschiebungsvorgänge ihre im Süden so einfache Form verschleiern.

Zwischen der südlichen = V_1 und der mittleren Steilrinne = V_2 sind nämlich bei der Aufarbeitung der Triasgesteine noch stellenweise Kössener Dolomite, zwischen V_2 und der nördlichen Rinne = V_3 noch fossilführende Kössener Kalke erhalten geblieben. Beide Gesteine sind ursprünglich auf Triasdolomit zum Absatz gelangt. Für die Kössener Kalke bedeutet das die Regel, nicht aber für die Kössener Dolomite. Jedoch stimmt das lokale Ausfallen der Kössener Schichten sehr gut damit überein, daß die Konglomerate südlich V_1 neben vorherrschenden Triasdolomitkomponenten zwar viele Fragmente von hellem tonigen Kössener Dolomit, wie er bei P. 2526 (siehe II. Teil geolog. Karte und I. Teil Fig. 9) ansteht, nie aber Stücke Kössener Kalkes führen. Solche treten erst in den Konglomeraten auf, welche am Ende der nördlichen Rinne aus den Wiesen hervorschauen, ferner in den gebankten Konglomeraten nordöstlich der Tarntaler Sonnenspitze, und zwar unterhalb des mächtigen Tonschieferaufschlusses.

An dieser Stelle trifft man zu unterst grobe, klotzige, dolomitische Konglomerate mit hellen und dunklen Komponenten. Sie ragen etwa 30 *m* aus dem Boden hervor und sind wahrscheinlich nicht viel mächtiger, da etwa 250 *m* weiter nördlich und nur wenige Meter tiefer bereits der liegende Triasdolomit zum Vorschein kommt. Auf diese ungebankten Konglomerate folgt ein etwa 20 *m* mächtiges, polygenes, gebanktes Konglomerat mit Fragmenten von Kössener Kalken und Kössener Dolomiten. Zwischen diesem Konglomerat und dem nächstfolgenden ist eine zirka 2 *m* dicke Tonbank eingelagert, welche das Messen des Fallwinkels (= zirka 30°) gut gestattet. Zuletzt folgt zirka 60 *m* mächtiges, grobes, klotziges, ungebanktes Konglomerat, hauptsächlich aus hell- und dunkelgrauen Triasdolomitkomponenten bestehend.

Man sieht, es läßt sich hier die Reihenfolge herauslesen, in der die einzelnen Horizonte der oberen Trias der Tarntaler Berge aufgearbeitet wurden.

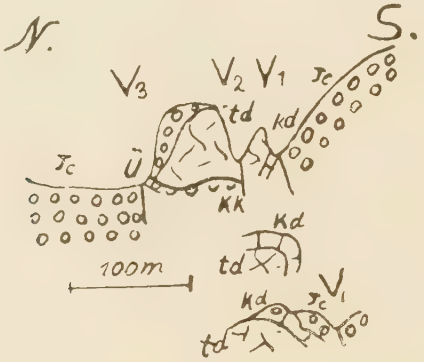
Die tektonischen Elemente, welche die nördliche Fortsetzung der „Jurasteilküste" verschleiern, sind eine Mulde und ein Sattel, drei Verwerfungen und eine kleine Lokalüberschiebung.

Bei der Mulde und dem Sattel läßt sich eine Drehung der Achse aus der allgemeinen Streichrichtung der Tarntaler Berge (zirka

N 70° O) in die NS-Richtung feststellen. In der Kernregion der hier noch N 70° O streichenden Mulde verläuft die südliche Verwerfung V_1.

Der Kern dieses Muldenteiles besteht aus Jurakonglomeraten, die Schale, welche die Unterseite dieser Konglomerate umhüllt, im Süden aus Triasdolomit, welcher nach dem Süden zu mächtig anschwillt und die unteren Partien des Eckpfeilers bildet; im Norden aus wenig mächtigen Kössener- und Triasdolomiten, welche im Westen flach, im Osten steil nach Südosten herabbiegen. Der nördliche Flügel des eben geschilderten Muldenteiles und das bei P. 2526 gut angedeutete, dazugehörige Sattelstück wurden nun längs der mit großen, zirka 70—80° nordfallenden Rutschflächen versehenen Verwerfung V_1 emporgehoben und verlor dadurch den Zusammenhang mit dem Süden (cfr. Fig. 11).

Fig. 11.



Nord-Südprofile durch die Verwerfungen V_1, V_2, V_3, die lokale Überschiebung des Triasdolomits und den überkippten Sattel zwischen V_2 und V_1 (N 70° Ost streichend). Bei P. 2526 ist dieser noch flach, wird dann gegen Osten steiler und kippt über.

Jc = Jurakonglomerate. — *kd* = Kössener Dolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *td* = Triasdolomit. — *Ü* = Lokalüberschiebung.

Durch die Verwerfung V_2 und V_3 hat eine weitere Zerstückelung der bogenförmigen Mulde und des dazugehörigen Sattels stattgefunden. Die zwischen V_2 und V_3 liegende auffällige Felsnase deutet die Fortsetzung des oben erwähnten, noch N 70° O streichenden Mulden- und Sattelteiles an. Die Sattel- und Muldenachsen streichen hier nun im allgemeinen nordsüdlich. Das Muldenstück wird durch unaufgearbeitete, versteinerungsführende Kössener Kalke deutlich gemacht und zeigt neben der Ostwestfaltung auch noch etwas Nordsüdfaltung. Der zur Kössener Mulde gehörige, nach Osten überkippte Sattel (cfr. Fig. 12) kommt im überschobenen Triasdolomit und den teilweise noch vorhandenen Jurakonglomeraten jetzt schlecht zum Ausdruck.

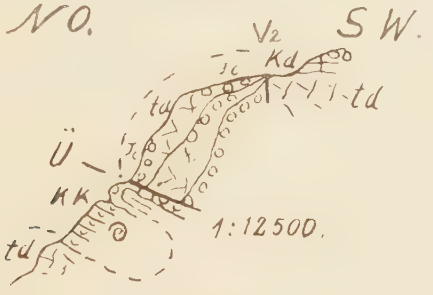
Die also eine Mulde und einen Sattel darstellende, keilförmige Felsnase sank zwischen den Verwerfungen

V_2 und V_3 etwas in die Tiefe und wurde zugleich nach Osten vorgeschoben. Dabei zerriß der nach Osten überkippte Sattel. Der Triasdolomit wurde mit den Jurakonglomeraten auf die Kössener Schichten geschoben.

Der Kontakt zwischen dem überschobenen Triasdolomit und den diesen bedeckenden Jurakonglomeraten einerseits und den stark zusammengestauchten und verkneteten Kössener Dolomiten und Kalken anderseits verläuft unregelmäßig wellig.

Die Ostwand der Schuppe *A* gestattet nicht nur einen Einblick in die Vorgänge bei der Bildung der Jurakonglomerate, sie zeigt auch an, wie im Sedimentationsbezirk der Schuppe *A* lokal die Konglomeratbildung allmählich aufhörte, wo sich ein tieferes Meer und damit mächtige Tonschiefer oder Kieseltonschiefer einstellten.

Fig. 12.



Profil durch das zwischen V_2 und V_3 liegende Teilstück der „Jurasteilküste". Es zeigt den überkippten Sattel und die überkippte Mulde, ferner den überschobenen Triasdolomit.

td = Triasdolomit. — *kk* = Kössener Kalke. — *kd* = Kössener Dolomite. — *Jc* = Jurakonglomerate. — V_2 = Verwerfung. — *Ü* = Lokalüberschiebung.

Diese Tonschiefer treten zunächst in mehrfacher Wechsellagerung mit den Konglomeraten auf, zum Beispiel auf der Höhe des besagten Eckpfeilers. Hier sowie südlich davon im Ende der Rinne, welche in den Sockel des Eckpfeilers eingeschnitten ist, läßt sich die Wechsellagerung auf der geologischen Karte nicht mehr zur Darstellung bringen (cfr. Fig. 10, pag. 262). Sie findet sich auch am Wetzsteinbruch bei P. 2230. Östlich der Sonnenspitze werden nun die Tonschiefer völlig konglomeratfrei und bis zu 80 *m* mächtig. Sie zeigen damit die Beständigkeit und Tiefe an, welche das Jurameer hier nach der Periode der Konglomeratbildung erlangt hatte.

Daß die Tonschiefer am besagten Eckpfeiler und südlich davon nicht die Mächtigkeit wie zum Beispiel östlich der Tarntaler Sonnenspitze besitzen, erklärt sich 1. daraus, daß der Eckpfeiler im Jurameer einen Festlandssockel bildete, welcher von weniger mächtigen Tonschiefern viel später zugedeckt wurde, als die tiefergelegenen

Teile der zum Sockel gehörigen Steilküste; 2. daß ferner bei der Bildung und dem Transport der Schuppe B_1 die im Süden einst viel mächtigeren, aber ebenfalls vorhandenen Tonschiefer ganz oder teilweise abgeschert wurden. Bei der Überschiebung der Schuppe B_1 wurden in die Rinne, welche in den Sockel des Eckpfeilers eingeschnitten ist, von oben her grünliche Tonschiefer muldenförmig hineingepreßt. Die Tonschiefer liegen an der genannten Stelle, welche durch einen auffälligen Felssporn des Triasdolomits leicht kenntlich gemacht ist, entweder auf wenig mächtigen Konglomeraten oder direkt auf Triasdolomit. Die Konglomerate kamen am westlichen Ende der Rinne, am Westende des Kammes, welchem die auffällige Gratrippe angehört, direkt auf Triasdolomit zum Absatz, welcher südlich des auffälligen Zackens bereits unaufgearbeitete Kössener Kalke trägt.

Wenn wir nun die Verhältnisse auf der Ostseite der Schuppe A uns vergegenwärtigen, so wie sie vor den Faltungen und Verwerfungen geherrscht hatten, dann erscheint vor unseren Augen ein großes Stück der ehemaligen Jurasteilküste, welches sich nach Norden neigt und aus Triasdolomit besteht. Auf diesem ruhen stellenweise noch unaufgearbeitete Kössener Kalke oder Kössener Dolomite. Über diesen sowie über dem bereits bloßgelegten Triasdolomit breiten sich hauptsächlich dolomitische, weniger kalkige Konglomerate aus, welche teilweise gebankt sind und dann ebenfalls nördlich fallen. Sie werden von Tonschiefern überlagert und keilen gegen Süden aus.

Teile der ehemals kontinuierlich verfolgbaren Jurasteilküste lassen sich auch in der Schuppe B_2 und im basalen Vorlande auffinden.

An der Basis der Schuppe B_2 ist sie an zwei Stellen auf der Südseite des Nederers nachzuweisen. Im Westen dieses Südhanges findet sich ein mit den umgebenden Tonschiefern stark verkneteter Felsblock, von dem Young[1]) schon sagte, daß er nur teilweise aus Tarntaler Dolomit (= Konglomerate V. A.) besteht. Es ist kein Zweifel möglich, daß es sich hier ebenso wie bei einem analogen Vorkommen im östlichen Teil des Südabfalles (zirka 100 *m* östlich der östlichen Scharte des Untertarntales) um überschobenen Triasdolomit handelt, welcher jurassische Konglomeratkappen trägt.

Ebenfalls an der Basis der Schuppe B_2, auf der Nordseite des P. 2453 (Westende Schober-Mölszuges) ruhen auf überschobener Trias (Kössener Dolomite mit kalkigen Dolomiten) Konglomerate. Im basalen Vorlande nimmt ein Stück der Steilküste am Aufbau eines nach Süden überkippten Sattels teil (a_5). Man trifft am Südgrat des oben genannten P. 2453 umgekehrt wie sonst den Triasdolomit oben, die Konglomeratkappe unten an.

Jurakonglomerate aus aufgearbeiteten Raibler (?) Schichten.

Die Raibler (?) Schichten wurden lokal folgendermaßen zum Aufbau von Konglomeraten verwendet. Aus den Raibler (?) Dolomiten

[1]) A. P. Young 1908, „Stratigraphy and Structure of the Tarntal Mass".

entstanden Dolomitkonglomerate, aus den Kalken Kalkkonglomerate.

Die sehr wenig verbandfesten Rauhwacken lieferten keine Konglomeratkomponenten. Sie wurden aufgelöst, ihre Quarzphyllit- und Kalkphyllitfragmente hingegen, soweit sie vorhanden waren, zu Ton-, Quarz- oder Kalksand verarbeitet.

Die Raibler(?) Quarzsande (Quarzite) wurden nur umgelagert; die Umlagerungsvorgänge werden bei den Quarzserizitschiefern näher besprochen werden.

Da die Raibler Dolomite oft mit dem Triasdolomit identisch ausgebildet sind, ist es bei Konglomeraten, welche auf Raibler(?) Gesteinen zum Absatz gelangt sind und graue Dolomitkomponenten enthalten, unmöglich zu entscheiden, ob eine Aufarbeitung von grauem Triasdolomit oder von grauem Raibler (?) Dolomit vorliegt. Dies gilt zum Beispiel für Konglomeratvorkommnisse des basalen Vorlandes östlich des Melkplatzes. Hier liegen polygene Dolomitkonglomerate, welche außer hell- und dunkelgrauem Trias- oder Raibler (?) Dolomit noch typischen Kössener Dolomit enthalten, auf den Raibler (?) Quarziten.

Nordwestlich von diesen Aufschlüssen tritt die Schuppe B_2 mit einer Mulde zutage (cfr. Tektonisches Relief Nr. 1) die, soweit sichtbar, aus stark verkneteten Kalkkonglomeraten zusammengesetzt ist. Die meisten der kalkigen Komponenten derselben sind mit serizitischen Tonhäuten verflochten und nachträglich linsenförmig ausgewalzt. Sie vertreten die Varietät 1, 2, 3 der Raibler Kalke. Daneben kommen jedoch auch hellgraue Triasdolomite und schwarze, dichte, tonige Kössener Dolomite (Gruppe IV) vor.

b) Mylonitische Konglomerate.

Äußere Erscheinungsform.

Die mylonitischen Konglomerate sind polygene Dolomitkonglomerate, in welche auf tektonischem Wege oft viele große oder kleine, eckige oder flatschige, manchmal auch stark verbogene Stücke von geröllführenden und geröllfreien jurassischen Quarzserizitschiefern oder von Triasquarziten hineingepreßt wurden. Die konglomeratischen Partien der Mylonite sind ebenso ausgebildet wie die der normalen, rein sedimentären Konglomerate.

Sander[1]) erwähnt an den Ecken etwas abgerollte Quarzitblöcke, was für eine sedimentäre Aufarbeitung von Quarziten sprechen würde. Solche Stücke finden sich nun auch als zerbrochene große Quarzitlinsen. Es könnte sich auch um aufgearbeitete, geschichtete Raibler(?) Quarzsande handeln, welche später innerhalb der Konglomerate metamorph wurden. Man müßte dann eine posttriadisch-präjurassische Metamorphose annehmen, für welche keine Anhaltspunkte vorhanden sind. Gegen die Annahme, daß die etwas gerollten Quarzite aufgearbeitete, bereits metamorphe Triasquarzitstücke sind, sprechen ganz

[1]) B. Sander, Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe 1910.

entschieden die überaus eckig umrissenen, bis 2 *m* großen Quarzitblöcke, die man zum Beispiel nordöstlich des Melkplatzes in Dolomitkonglomeraten antrifft, welche aus sehr kleinen Dolomitstücken bestehen. Sander[1]) erwähnt auch „Korrespondenz von Trümmergrenzen" bei benachbarten Komponenten seiner polygenen Tarntaler Breccie. Wahrscheinlich meint er damit die Triasdolomitkomponenten, welche bereits mit brecciöser Struktur versehen in die Konglomerate gelangt sind. Solche werden des öfteren in den Dolomitkonglomeraten am mehrfach genannten Eckpfeiler des südlichen Lizumtales aufgefunden. Da sich in ihrer nächsten Nähe zahlreiche Komponenten finden, welche zumeist aus dunklem oder auch hellem Triasdolomit bestehen, aber keine endogene Breccienstruktur aufweisen, so kann ihre Breccienbildung nicht erst innerhalb der Konglomerate erfolgt sein. Sie wird wahrscheinlich bei den Schichtaufrichtungen zustande gekommen sein, welche zwischen der Ablagerung der Kössener Schichten erfolgte.

Entstehung der mylonitischen Konglomerate.

Wenn heute mit konglomeratischen Partien jurassische, geröllführende oder -freie Quarzserizitschiefer oder jurassische Tonschiefer vermischt sich vorfinden, so deutet dies auf eine Vermischung benachbarter, annähernd gleichalteriger Horizonte hin; wenn die Konglomerate hingegen Triasquarzitstücke enthalten, dann gelangten während der Überschiebungsvorgänge Teile von überschobenen Triasschichten in darunterliegende Juragesteine.

Auf jeden Fall waren die quarzitischen triadischen und jurassischen Gesteine schon vor der mechanischen Vermischung metamorph und geschiefert.

Es muß auffallen, daß in jenen mylonitischen Konglomeraten, welche durch Vermischung benachbarter jurassischer Horizonte entstanden, keine jurassischen Bänderkalke oder Kieseltonschiefer als tektonische Komponenten angetroffen werden. Für diesen Ausfall können jedoch stratigraphische und physikalische Gründe angeführt werden.

Die Konglomerate der Tarntaler Berge sind als Flachmeerablagerungen zum Absatz gekommen, also vorzugsweise mit den umgelagerten Raibler(?) Quarzsanden oder mit sandigen, kalkigen und reinen Tonschiefern, seltener mit den Kieselkalken und Kieseltonschiefern.

Man kann die regelmäßige Verknüpfung und Wechsellagerung von Konglomeraten und Flachmeerablagerungen sehen 1. im basalen Vorlande im Grübelkar, an der Tarntaler Sonnenspitze, nordöstlich und östlich des Melkplatzes und in den großen Verbreitungsgebieten der mylonitischen Konglomerate, so östlich des Lizumbaches zwischen Kahler Wand und der Hippoldsspitze; 2. in der

[1]) B. Sander, Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe 1910.

Schuppe *A* östlich des Serpentinvorkommens bei der „Schober-Lacke"; 3. in der Schuppe B_2 auf der Südseite des Nederers und an der östlichen Scharte des Untertarntales, ferner am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze und an der Geierspitze südlich und östlich des Gipfels P. 2858.

Auf der Südseite des Nederers und an der östlichen Scharte des Untertarntales liegen die Konglomerate in verkneteten schwarzen Tonschiefern, welche auch sandige regenerierte Dolomite enthalten. Die geologische Karte gibt für die Tonschiefer nur die Farbe der Kieseltonschiefer an. Am Südgrat der Sonnenspitze sieht man etwa 150 *m* vom Gipfel entfernt das Profil (Fig. 8), welches auf der Karte nicht mehr zum Ausdruck gelangt, ganz ebenso wie das Profil am Südgrat der Geierspitze (cfr. Fig. 21). Man sieht also, daß die Häufigkeit, mit welcher sich jurassische Konglomerate und Quarzserizitschiefer tektonisch mischten, schon stratigraphisch vorbedingt ist.

Eine scheinbare Ausnahme von der oben angedeuteten regelmäßigen Verknüpfung jurassischer Gesteine bildet das Vorkommen von sehr feinen konglomeratischen Lagen innerhalb der Kieselkalke (Graukalke) am Wetzsteinbruch (P. 2236). Hier sowie am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze, dann auch am Westabfall des Westgrates des Kleinen Reckners handelt es sich um sehr feine, in tiefere Meeresspartien verschwemmte Konglomerate.

Während der Mylonitbildung verhielten sich die petrographisch stark variierenden Jurahorizonte sehr verschieden.

Wo harte Quarzite mit Konglomeraten aneinanderstießen, zerbrachen sie sich gegenseitig unter dem Drucke der über sie hinweggleitenden Gebirgsmassen. Durch das weitere Vorwärtsschreiten derselben trat Verschleppung und damit Vermischung der Horizonte ein. Viele der dabei gebildeten tektonischen Breccien blieben am Orte ihres Entstehens liegen, andere hinwiederum wurden von den sich stetig vorwärtsschiebenden Schubmassen in entfernter liegende Teile von mylonitischen und nichtmylonitischen Horizonten verfrachtet, wo sie jetzt als ortsfremde Gebilde, meist in der Form von großen ausgewalzten Linsen auftreten. Auf solche Weise lassen sich die großen mylonitischen Linsen in den Tonschiefern und kalkigen Tonschiefern erklären, welche man zum Beispiel nordöstlich des Melkplatzes und an vielen anderen Stellen, besonders östlich des Lizumtales, antrifft.

An Stellen, wo hingegen die Quarzite oder die Konglomerate an die Tonschiefer oder die kalkigen Tonschiefer, oder die Kieselkalke grenzten und von den Bewegungen der überfahrenden Schubmassen erfaßt wurden, wichen die letztgenannten Gesteine infolge ihrer größeren Plastizität leicht aus, so daß keine Gesteinsvermischung zustande kam. Es wurden höchstens in die Zerr- und Druckklüfte der Konglomerate grünliche oder schwärzliche Stücke der besonders plastischen Tonschiefer hineingepreßt, wie man dies zum Beispiel an der östlichen Scharte des Untertarntales und an vielen anderen Stellen wahrnehmen kann.

Gleichzeitig mit der Bildung von mylonitischen Konglomeraten kam es zuweilen auch vor, daß, wie zum Beispiel die Aufschlüsse nordöstlich des Melkplatzes zeigen, umgekehrt Partien der Konglomerate und Tonschiefer in die Triasquarzite oder daß Blöcke von Triasquarzit in die Tonschiefer hineingepreßt wurden.

Auftreten der mylonitischen Konglomerate.

Die mylonitischen Konglomerate treten an der Schubfläche zwischen der Schuppe A und dem basalen Vorlande und an der Überschiebungsfläche zwischen der Schuppe A und der Schuppe B_2 auf. Im basalen Vorlande mischten sich benachbarte Jurahorizonte sowohl untereinander als auch mit Triasquarziten der Schuppe A. An der Basis der Schuppe B_2, welche vor ihrer Abspaltung von der Schuppe A ebenfalls über das basale Vorland hinwegfuhr, fanden Vermischungen von benachbarten Horizonten statt.

Nordöstlich des Melkplatzes mischten sich Quarzite des basalen Gebirges mit basalen Konglomeraten, ferner Quarzite von der kleinen Teilschuppe des basalen Vorlandes mit Konglomeraten des basalen Gebirges; Quarzite der Schuppe A mit Konglomeraten und Tonschiefern der Schuppe A oder des basalen Gebirges.

In den Aufschlüssen an der Schmirner Reisse und im Grübelkar hat lokal keine vollständige Mylonitisierung stattgefunden. Die Konglomerate und die geröllführenden und -freien Quarzserizitschiefer sowie die stark serizitisierten Kieselkalke haben ihre Horizonte noch ziemlich bewahrt, sind aber stark miteinander verknetet. Hauptsächlich an den Südabfällen des Hauptmassivs und im südlichen Lizumtale sind benachbarte Quarzserizitschiefer- und Konglomerathorizonte mylonitisch entwickelt. In der vorliegenden Arbeit wird angenommen, daß sich an den genannten Stellen nur Konglomerate des basalen Vorlandes mit jurassischen Quarzserizitschiefern des basalen Vorlandes und nicht mit Triasquarziten aus der Basis der Schuppe B_2 vermischt haben.

Anders verhält es sich jedoch mit den mylonitischen Konglomeraten zwischen der Kahlen Wand und dem Hippold. Durch die Schuppen A und B_2 werden im Tarntalhauptmassiv die Mylonite des basalen Vorlandes noch auf große Strecken hin verdeckt. An der Kahlen Wand, ferner südlich des Hippold bei P. 2609 und P. 2614 und an der Grauen Wand sind sie aber von der verhüllenden Schuppe A befreit und daher dem Studium besonders gut zugänglich. Hier fand sicher ebenso wie auch am Melkplatz neben einer Vermengung benachbarter basaler Horizonte noch eine Vermischung der Triasquarzite der Schuppe A und der Konglomerate des basalen Vorlandes statt. Hier treten aber auch in den konglomeratischen Lagen metergroße eckige, echte Triasquarzitblöcke auf, welche den mylonitischen Konglomeraten zum Beispiel auf der Südseite des Hauptmassivs vollständig fehlen. Man findet am Grat der Grauen Wand an drei Stellen noch ziemlich große Triasquarzitmulden, welche der Schuppe A angehörten und keilförmig von

oben in die jurassischen Tonschiefer, kalkigen Tonschiefer oder Kalke gepreßt (cfr. Fig. 5, Profiltafel I) wurden.

An der Basis der Schuppe B_2 trat eine Vermischung benachbarter Horizonte ein, und zwar auf der Südseite des Nederers im Untertarntal und an der östlichen Scharte desselben, sodann westlich des Klammjoches, südlich von P. 2348. Es handelt sich in beiden Fällen um Flatschen von jurassischen Quarzserizitschiefern, welche in den Konglomeraten stecken und von jurassischen Quarzserizitschiefern stammen, welche die Schuppe B_2 während der Überschiebungsvorgänge verarbeitet hat, als sie entweder noch mit der Schuppe A zusammenhing und mit dieser über das basale Gebirge hinwegfuhr oder als sie über die Schuppe A hinwegglitt.

Beziehungen zwischen den mylonitisierten Konglomeraten zu der Metamorphose C, zu den Gängen S. Q., ferner zu den Überschiebungen und Faltungen.

Aus der Tatsache, daß bereits metamorphe und geschieferte Triasquarzitstücke und jurassische Quarzserizitstücke als tektonische Komponenten in den zu Breccien umgewandelten Konglomeraten sich befinden, muß geschlossen werden, daß die Metamorphose C früher erfolgte als die großen Überschiebungen, welche die Gesteinsvermischung hervorgebracht haben.

Die S. Q. können fast immer in den Konglomeraten nachgewiesen werden, sowohl in den normalen, als auch in den zu Breccien umgewandelten.

Bei den letzteren zeigen sie an, daß sie jünger sind als die Gesteinsvermischungen, mithin auch als die Überschiebungen, welche diese Mischungen verursacht haben.

Man sieht sie nämlich sehr oft in gerader Linie und unzerbrochen sowohl durch die konglomeratischen Partien, als auch durch die tektonisch miteinbezogenen Triasquarzit- und Juraquarzserizitkomponenten hindurchsetzen.

Die eben geschilderten Verhältnisse zeigt ein nach der Natur gezeichnetes Bild (cfr. Fig. 13 auf pag. 272). Als Vorlage diente ein zirka $^1/_2$ m großer Block aus den mylonitischen Konglomeraten, denen man auf dem Wege von Lizum auf das Torjoch so häufig begegnet. Die Struktur der konglomeratischen Partien ist etwas schematisch gezeichnet.

Man erkennt in der Mitte des Blockes ein Stück eines geröllführenden, jurassischen Quarzitserizitschiefers, welches von kleinen Quarzgängen durchsetzt wird, die aus der Quarzmasse des Schiefers bei der Metamorphose C entstanden sind. Das Quarzserizitschieferstück wurde bei der Überschiebung der Schuppe A zwischen die konglomeratischen Lagen gepreßt und erhielt dabei seine flatschige Ausbildung. Dann wurde es ebenso wie die konglomeratischen Partien von den sekundären, sich verzweigenden S. Q. durchsetzt, beziehungsweise umflossen. Letztere Erscheinung ist gerade in dem beigegebenen

Bilde deutlich zu erkennen. Fälle, wo die tektonisch beigemengten Quarzserizit- oder Quarzitkomponenten von den S. Q. glatt durchschnitten werden, sind sehr häufig zu beobachten. An der Grenze zwischen den S. Q. und den quarzigen tektonischen Komponenten trat dann meistens eine Vermischung der beiden Quarzmassen ein.

Fig. 13.

Fig. 13 zeigt einen ca. $^1/_2$ *m* großen mylonitisierten Jurakonglomeratblock (südöstlich der Lizumalpe).

a = tektonisch eingepreßtes Stück eines Dolomitgerölle führenden jurassischen Quarzserizitschiefers. — In den Dolomitgeröllen = *b* treten horizontale, aus der Quarzmasse der Serizitschiefer entstandene Quarzgänge = *g* auf.

d = triadische dolomitische Komponenten der sedimentären, konglomeratischen Partien. Ihre Form ist etwas schematisiert.

SQ = sekundäre Quarzgänge, welche jünger als die tektonische Breccie sind.

In Gesteinen, welche sich leichter falten ließen als die normalen und mylonitischen Konglomerate, wurden die S. Q. noch stark gefaltet, wie zum Beispiel in den Kieseltonschiefern der Schuppe B_2 am Nederer oder östlich der Schoberlacke bei P. 2348 in der Schuppe *A* sehr schön zu sehen ist.

Diese Faltungen der S. Q. sind jedenfalls mit den großen Schichtfaltungen der Tarntaler Berge, von denen bewiesen werden kann, daß sie jünger sind als die Überschiebungen und die damit verknüpften Gesteinsvermischungen, identisch. Wir wissen also,

daß das Auftreten der S. Q. zwar nach den Überschiebungen und Mylonitbildungen aber noch vor den Faltungen erfolgte.

Fassen wir nochmals das Wichtigste über die Jurakonglomerate zusammen:

Es lassen sich in den Tarntaler Bergen manchmal sehr mächtig werdende Konglomerate auffinden, welche das transgredierende Jurameer nur aus aufgearbeiteten Tarntaler Triasgesteinen aufgebaut und mit den übrigen, neugebildeten Juragesteinen vermischt hat. Die Metamorphose C veränderte die dolomitischen und kalkigen Komponenten der Konglomerate in keiner Weise. Tonhäute, welche zwischen den einzelnen Komponenten lagen, wurden serizitisiert.

Ein großer Teil der Konglomerate veränderte sich, abgesehen von einer Durchtränkung der S. Q., bis auf den heutigen Tag gar nicht, ein anderer Teil hingegen, besonders die mit jurassischen Quarzserizitschiefern und Tonschiefern verknüpften Konglomerate wurden an Überschiebungsflächen zu tektonischen Breccien umgewandelt, wobei manchmal nicht nur eine Mischung von jurassischen Konglomeraten und von Quarzserizitschiefern, sondern auch von Konglomeraten und von Triasquarziten eintrat.

Nach diesen Mischungen kamen erst die sekundären Quarzgänge = S. Q., welche alle normalen und zu Breccien umgewandelten Konglomerate durchtränkten, wobei sie die tektonisch aufgenommenen Komponenten oft mit scharfen Rändern durchschnitten.

3. Kieseltonschiefer.

Sie gleichen makroskopisch zwar metamorphen Radiolariten, werden hier jedoch nur Kieseltonschiefer genannt, da mit Sicherheit Radiolarien in ihnen nicht nachgewiesen werden konnten. Sie bestehen fast ausschließlich aus feinem kristallinen Quarz, aus Chlorit- und Serizitschuppen und -bändern und haben einen ausgesprochen schiefrigen Charakter.

Von den vielen Varietäten sind folgende drei am häufigsten:

1. Art. Sie besteht aus miteinander alternierenden, quarzigen, serizitischen und chloritischen Lagen, welche zumeist durcheinandergeknetet und gefaltet sind.

Die quarzigen Lagen sind entweder schwärzlichgrün oder hellgrünlich, von fettigem Glanze, reich an Pyrit und Rost.

Die serizitischen, chloritischen Lagen sind weitaus dünner als die quarzigen und gleichen den grünlichen und grünvioletten, seidenglänzenden Serizithäuten der Wetzsteinkalke ganz, nur sind sie reicher an fein verteilten Hämatitschuppen, welche dem Gestein den rötlichen Ton verleihen.

Diese Art befindet sich zum Beispiel häufig in der Schuppe B_2 am Gipfelbau des Nederers und im oberen Tarntal.

2. Art. Sie besteht aus harten, quarzigen, schwärzlichen, mit einem Stich ins Rote versehenen Lagen oder aus hellgrünen, nur selten Hämatit, Rost, kohlige und manganige Substanzen führenden Hornsteinlagen. Die beiden Lagen werden jeweils durch stark zerknitterte, schwärzlichgrüne und violette, seidenglänzende Serizit und Chlorithäute getrennt.

Das Gestein ist typisch ausgebildet zum Beispiel in der Schuppe B_2 am Gipfelbau und auf der Nordostseite des Nederers.

3. Art. Sie ist leicht zu erkennen; es ist ein sehr hartes Gestein, das nur aus alternierenden, weinroten, schwarzen oder weißen Lagen besteht. Serizit und Chlorit treten ganz zurück, die roten Lagen sind überaus hämatitreich, die schwarzen mangan- und rostreich, die weißen frei von Rost, Hämatit und Mangan.

In dieser Art kommen in der Schuppe B_2 im Obertarntal und am Westgrat des kleinen Reckners (s. geol. Karte) verkieselte, an Eisen und Mangan reiche Linsen von ziemlich hohem spezifischen Gewicht und schwärzlicher, violetter Farbe vor.

Die Serizit- und Chlorithäute der 1. und 3. Art sind wie bei den Wetzsteinkalken mit der in Fig. 14 beschriebenen Leiterstruktur versehen und intensiv gefältelt.

Alle drei Arten der Kieseltonschiefer sind von dicht oder drusig ausgebildeten, hier pyrit- und karbonatführenden S. Q. durchschwärmt, welche parallel und schief zu den Schichtflächen durchsetzen und Stücke des bereits umgewandelten Nebengesteines enthalten. Die S. Q. sind also auch bei den Kieseltonschiefern jünger als die Metamorphose *C* und haben zum Beispiel in der Schuppe B_2 am Gipfel des Nederers aus dem Nebengestein viel Chlorit aufgenommen und sich damit imprägniert. Hier kann man auch sehr gut beobachten, daß die S. Q. bei den großen Faltungen der Tarntaler Berge wieder gefaltet wurden.

Der sehr große Quarzgehalt der Kieseltonschiefer verursacht eine äußerst geringe Verwitterung und einen eckigen, rauhen Schutt. Wo die Kieseltonschiefer gipfelbildend werden (zum Beispiel in der Schuppe B_2 am Nederer), zeigen sie oft überaus scharfe, zackige Formen.

Die Mächtigkeit der Kieseltonschiefer ist sehr schwankend, im Durchschnitt etwa 25—30 *m*.

4. Bunte Tonschiefer.

An mehreren Stellen, zum Beispiel in der Schuppe *A* am Wetzsteinbruch, weniger deutlich in der Schuppe B_2 am Tarntaler Sonnenspitzsüdgrat, im basalen Gebirge östlich der oberen Lattereralm, in den Nachbarbergen am Nordgrat des Mießlkopf-Kreuzjöchelkammes treten zusammengehörige Schichtserien auf, welche den allmählichen Übergang von Tonschiefern zu Kieseltonschiefern zeigen.

Die bunten Juratonschiefer sind matt oder glänzend und besitzen eine schwarze, schwarzgraue, violette, grünlichgraue, grünliche, gelbe oder graugelbe Farbe. Sie wittern

oft etwas bräunlich an, sind zumeist stark zerknittert oder transversal geschiefert, letzteres zum Beispiel in der Schuppe *A* oberhalb des Wetzsteinbruches. Gar nicht selten enthalten sie noch fein verteilten Kalzit (in der Schuppe *A* am Nederer Westgrat unterhalb des dortigen Jurakonglomeratbandes).

Manche schwarzen Varietäten gleichen ganz den Kössener Tonschiefern. Aber eine Verwechslung der beiden gleich ausgebildeten Gesteine kann deshalb nicht entstehen, weil die scharzen Juratonschiefer immer mächtige, mit anderen Juragesteinen stratigraphisch verknüpfte Horizonte bilden, während die Kössener Tonschiefer nur als wenig mächtige Butzen innerhalb der Kössener Dolomite und Kalke auftreten.

Die grünlichgraue Varietät erreicht in der Schuppe *A* östlich und zugleich unterhalb der Tarntaler Sonnenspitze auf eine jetzt nur mehr kurze Strecke eine Mächtigkeit von mehr als 80 *m*. Sie besitzt aber hier manchmal schon ein dem Kieseltonschiefer sehr ähnliches Aussehen. Die schwarze oder schwarzgraue Varietät wird im basalen Vorland am nördlichen der beiden beim Melkplatze gelegenen Aufschlüsse zirka 25—30 *m* mächtig.

Eine gelbe und grüngelbbraune Varietät bildet mit Vorliebe in den Jurakonglomeraten (zum Beispiel in der Schuppe *B* am Ostende des Untertarntales) kleinere mylonitische Flatschen.

Die Tonschiefer sind auf der Karte in der Farbe der Kieseltonschiefer ausgeschieden worden.

In der Schuppe B_2, zum Beispiel auf der Südseite des Nederers, im Westen derselben und am östlichen Auslauf des Untertarntales liegen die dort überschobenen Jurakonglomeratlinsen nicht in Kieseltonschiefern, wie man aus der kolorierten Karte herauslesen könnte, sondern in schwarzen Tonschiefern.

U. d. M. werden als Anzeichen der Metamorphose *C* bei den Tonschiefern parallel angeordnete Serizithäutchen sichtbar.

Der ziemlich „sedimentäre" Habitus der Juratonschiefer wird noch durch den Umstand erhöht, daß diesen meistens die S. Q. fehlen.

5. Kalkführende Tonschiefer.

Im basalen Vorlande: östlich der oberen Lattereralpe, dann nordöstlich vom Melkplatz, ferner an den Südabhängen der Geierspitze und im südlichen Lizumtal, sodann in Schuppe *A* am Nederer Westgrat wechsellagern ziemlich unregelmäßig schwarze Lagen der Bänderkalke mit kalkführenden tonigen Schiefern, so daß manchmal eine Bänderstruktur der Gesteine entsteht.

6. Quarzserizitschiefer ohne und mit Dolomitgerölle.

Quarzserizitschiefer ohne Dolomitgerölle.

Im basalen Vorlande (auf der Südseite des Hauptmassivs im Grübelkar bei P. 2268, im südlichen Lizumtale zwischen der Kahlen Wand und dem Hippold) sind auf große Strecken dem Brennerschiefer

Juragesteine aufgelagert, welche zeigen, daß an den genannten Stellen früher auch einmal die Raibler(?) Quarzsande vorhanden waren. Es treten in einer Serie von alternierenden Kieselkalken, Tonschiefern, Kieseltonschiefern, kalkführenden Tonschiefern und Konglomeraten Quarzserizitschiefer auf, welche in der vorliegenden Arbeit als metamorphe, umgelagerte Raibler(?) Quarzsande aufgefaßt werden.

Die Wechsellagerung dieser und aller übrigen Juragesteine ist so groß, daß auf der geologischen Karte nur einzelne durchgreifende Horizonte schematisch ausgeschieden werden konnten.

Bei den Quarzserizitschiefern gibt es zwei Arten:

Die eine ist durch serizitarme, helle, weiße oder schwach grünlich gefärbte, feinschieferige Quarzserizitschiefer vertreten, welche leicht mit feinschieferigen, triadischen Quarziten verwechselt werden können.

Die anderen sind schmutziggrüngraue, serizitreiche, manchmal kalkführende Quarzserizitschiefer, welche im basalen Vorlande auf der Südseite des Hauptmassivs (südwestlich des Staffelsees) und unterhalb der Geierspitze lokal die Stellen der ersten Varietät einnehmen.

Sie werden auch in der Schuppe B_2 am Südgrat der Geierspitze angetroffen, wo sie aber teilweise in nächster Nähe des Serpentins als Glaukophanalbitschiefer ausgebildet sind.

Quarzserizitschiefer mit Dolomitgeröllen.

Wenn die Quarzserizitschiefer an die Konglomerate grenzen, was an vielen Stellen des basalen Vorlandes, zum Beispiel im Grübelkar bei P. 2268, ferner auf der Südseite des Hauptmassivs, sodann im südlichen Lizumtal, in den Gebieten zwischen der Kahlen Wand und dem Hippold der Fall ist, dann umschließen sie oft unregelmäßig verteilte oder zu linsenförmigen Partien angeordnete, rundliche und eckige Brocken von Kössener und von Triasdolomit. Die Brocken sind meistens verquarzt, indem aus der Masse der Quarzserizitschiefer entstandene feine Quarzgänge sie durchsetzt und silifiziert haben. Entweder nimmt man nun an, daß die Dolomitbrocken auf tektonischem Wege bei den Überschiebungen, also nach der Metamorphose *C*, in die bereits metamorphen Schiefer gelangt sind, oder daß sie sich schon vor der Metamorphose *C* mit dem umgelagerten Raibler(?) Quarzsande vermischt haben. Am wahrscheinlichsten scheint die zweite Annahme zu sein. Ein Meer mischte wohl eher Quarzsande und Dolomitgerölle als tektonische Kräfte harte Quarzserizitschiefer mit Dolomitfragmenten. Die Quarzgänge, welche die Dolomitfragmente verkieselt haben, entstanden bei der Metamorphose der Quarzserizitschiefer, also bei der Metamorphose *C*. Letztere Annahme setzt voraus, daß zur Zeit der Metamorphose *C* die Dolomitgerölle sich bereits in den umgelagerten Raibler(?) Quarzsanden befanden, also lange bevor die Überschiebungen und die durch diese erst möglichen Vermischungen eintraten.

7. Sandige regenerierte Dolomite.

Es sind wenig mächtige, schieferige, dichte und feinkörnige, blaugraue oder schwarzgraue, oft braun anwitternde Gesteine, welche aus feinem Kössener und Triasdolomitgrus und aus beigemengtem Quarzsand bestehen.

Die sandigen Dolomite vermitteln wie die geröllführenden Quarzserizitschiefer zwischen den umgelagerten Raibler(?) Quarzsanden und den Jurakonglomeraten und fanden sich bis jetzt nur in der Schuppe B_2 an drei völlig voneinander getrennten Stellen, einmal unmittelbar südlich des Hauptgipfels der nördlichen Schoberspitze, hier nach oben in normale Jurakonglomerate übergehend, dann im Untertarntal auf der Südseite des Nederers, und zwar im Westen derselben in Verbindung mit der großen Konglomeratlinse, im Osten derselben in den Tonschiefern der östlichen Scharte.

Die wichtigsten **Resultate der stratigraphischen Untersuchungen der Juragesteine** sind folgende:

1. Die jurassischen Kieselkalke, Konglomerate, Kieseltonschiefer, bunten Tonschiefer, kalkführenden Tonschiefer, geröllführenden oder geröllfreien Quarzsande der Quarzserizitschiefer sind keine Tiefseeablagerungen.

2. Sie sind entweder auf dem Brennerschiefer oder auf dem Quarzphyllit, auf den Raibler(?) Schichten oder auf dem Triasdolomit, auf den Kössener Dolomiten oder Kössener Kalken diskordant oder konkordant zum Absatz gekommen.

3. Sämtliche Gesteine sind durch großen Fazies- und Mächtigkeitswechsel ausgezeichnet.

4 In tieferen und ruhigeren Becken des Jurameeres wurden die Kieselkalke, die Kieseltonschiefer und Tonschiefer teilweise sehr mächtig und sehr homogen abgelagert.

5. Die Konglomerate bestehen nur aus aufgearbeiteten Gesteinen der Tarntaler Trias.

6. Die Quarzserizitschiefer bezogen ihr sandiges Material zum Teil aus den Quarzsanden der Raibler(?) Quarzite. Vielleicht wurde ein Teil des Sandes in der Jurazeit auch neu gebildet.

7. Die Kieseltonschiefer enthalten oft reichlich Eisen und Mangan.

8. An allen Juragesteinen läßt sich die allgemeine Metamorphose *C* nachweisen. Der Ton der Gesteine wurde serizitisiert und chloritisiert, auch Turmalin, Granat und Albit neu gebildet.

9. Bei den Überschiebungen wurden die Konglomerate an den Überschiebungsflächen teilweise zu polygenen, tektonischen Breccien umgewandelt, mylonitisiert.

10. Die sekundären Quarzgänge (S. Q.) sind jünger als die eben genannten Überschiebungen, da sie die mylonitischen Konglomerate wieder unzerbrochen durchsetzen.

Sie wurden in biegsamen Gesteinen bei den großen Faltungen der Tarntaler Berge nochmals gefaltet und sind daher älter als die Faltungen der Tarntaler Berge.

11. Jüngere Juraablagerungen als die Kieseltonschiefer, desgleichen Kreidegesteine oder Tertiärschichten werden heute in den Tarntaler Bergen nicht angetroffen, auch nicht zwischen den einzelnen Schuppen, wo solche Gesteine von der Erosion verschont geblieben sein könnten.

Es besteht sonach zwischen der Ablagerung der Kieseltonschiefer bis zum Absatz der quartären Gebilde eine große Lücke, über die wir im allgemeinen im unklaren sind. Wir wissen nur, daß sie zunächst durch die Intrusion der Serpentinmuttergesteine, die Metamorphose *B* und *C*, dann durch die großen Überschiebungen, schließlich durch die sekundären Quarzgänge — S. Q. und zuletzt durch die Faltungen der Schichten ausgefüllt worden ist.

Verbreitung der Juragesteine.

Dadurch, daß die jurassische Erosionsbasis ihre Lage zu den älteren Gesteinen ungemein rasch wechselte oder daß manche Triasgesteine ursprünglich nicht zur Ausbildung gekommen sind, transgredieren die Jurasedimente bald auf Brennerschiefern oder Quarzphylliten, bald auf Raibler (?) Schichten oder Triasdolomiten, auf Kössener Kalken oder Dolomiten. Diese Transgression ist oft durch eine deutliche Diskordanz kenntlich gemacht.

Jura im basalen Vorlande.

In der großen, nachträglich noch gefalteten und sich nach Süden öffnenden, hauptsächlich von Triasgesteinen gebildeten Mulde, welche durch das Mölstalfenster, am Hippold und in seiner Umgebung gut aufgeschlossen ist und von dem Quarzphyllit der Schuppe *A* überschoben wird, bilden Juragesteine den innersten Kern. Zu diesen gehören im Mölstale neben wenig mächtigen, bunten, westlich des Mölser Hochlegers gelegenen Tonschiefern Kieselkalke, welche bis zum Kalten Kofel und südlich desselben verfolgt werden können. Am Hippold und westlich davon in einer Bachrinne, etwa in der Mitte zwischen innerer Melangalpe und dem Hippold sind es normale Jurakonglomerate (cfr. Prof. Fig. 18), durch welche die überkippte mesozoische Mulde deutlich gemacht wird.

Östlich der oberen Lattereralm, dann im Grübelkar bei P. 2278, ferner auf der Südseite des Hauptmassivs und im südlichen Lizumtal und nordöstlich des Melkplatzes, ferner außerhalb der kolorierten Karte an der Kahlen und Grauen Wand, desgleichen südlich des Hippolds bei P. 2609 und P. 2614 treten zumeist auf Brennerschiefern und Quarzphylliten oder auf Triasgesteinen zum Absatz gekommene, durch große Wechsellagerung ausgezeichnete Juragesteine auf: Kieselkalke, Konglomerate, Kieseltonschiefer, Tonschiefer, kalkführende Tonschiefer, Quarzserizitschiefer mit und ohne Dolomitgerölle. Diese Gesteine wurden alle unter dem Einfluß der über sie hinweggleitenden

Schuppe *A* stark verknetet oder mylonitisiert. Es ist zum Beispiel schon im südlichen Lizumtal und auf der Südseite des Hauptmassivs, noch mehr aber an der Kahlen Wand oder südlich des Hippolds unmöglich, die große Wechsellagerung der Schichten kartographisch und auf den Profilen genau zur Darstellung zu bringen. Es konnten immer nur einzelne, kontinuierlichere Horizonte herausgegriffen werden.

Jura in der Schuppe A.

Juragesteine treten im nördlichen Teil der Schuppe *A* in der Mulden- und Sattelregion auf, die sich vom Westende des Schober-Mölszuges bis zum Melkplatz verfolgen läßt. Die Kieselkalke, Konglomerate, Kieseltonschiefer, kalkigen Tonschiefer kamen hier zumeist konkordant entweder auf Quarzphylliten oder auf den sehr wechselvoll ausgebildeten Raibler(?) Schichten zum Absatz. Auf der Nordseite des Gipfels der nördlichen Schoberspitze liegen Kieselkalke diskordant auf flacher fallenden Raibler (?) Kalken.

Im Hauptmassiv breitet sich über die unregelmäßig geformte, verschieden alte Trias schneidende Oberfläche der früher beschriebenen Triaslinse eine verschieden dick und wechselvoll ausgebildete sedimentäre Decke von Juragesteinen aus. Sie besteht im Osten vorzugsweise aus dolomitischen Konglomeraten, Tonschiefern und Kieseltonschiefern, während im Westen weniger Konglomerate, dafür aber mächtige Kieselkalke auftreten. Diese enthalten auf der Südwestseite des Nederers eine nach Norden anschwellende und in Tonschiefer gebettete Lage von Konglomeraten, welche oft überwiegend aus aufgearbeiteten Kössener Kalken, Mergeln und Dolomiten besteht.

Charakteristisch für die Schuppe *A* ist eine nach Süden hin immer stärker werdende Reduktion der obersten Kieseltonschiefer- und Kieselkalkhorizonte. Sie ist bedingt durch die flach nach Süden geneigte Schubfläche der Schuppe B_2 und macht sich im Schober-Mölszug an der nördlichen Schoberspitze, an der Klammer-Sonnenspitze, dann zwischen diesen beiden Spitzen bemerkbar; im Hauptmassiv hingegen am West- und Ostgrat der Klammspitze, am Nordgrat, auf der West-, Ost- und Südseite des Nederers, im Untertarntal südlich des südlichsten Sees und auf der Nordseite des Sonnenspitz-Westgrates, sodann östlich des Gipfels der Tarntaler Sonnenspitze. Besonders deutlich wird diese Reduktion am unteren Westgrat des Kleinen Reckners und nördlich davon, dann auf der Ostseite des Hauptmassivs östlich des Obertarntales und des Großen Reckners. Hier sind südlich des mehrfach genannten Eckpfeilers die Tonschiefer der Schuppe *A* ganz verschwunden, so daß die von der Basis der Schuppe B_2 abgespaltete, nur aus Triasgesteinen bestehende Schuppe B_1 unmittelbar auf die Triasgesteine der Schuppe *A* zu liegen kommt.

An der Schoberlacke und am Südgrat der Klammspitze enthält das den obersten Kieseltonschiefern der Schuppe *A* eingelagerte Kieselkalkband Serpentingesteine. Am oberen Ende des Isslgrabens, an den Südwestabstürzen des Nederers, dann östlich von

den Moränenresten, welche im flachen nordsüdlich streichenden Tale östlich der „Isslköpfe“ erhalten sind (cfr. pag. 257 und Fig. 6) sowie nördlich und westlich des P. 2642 (Westseite des Tarntaler Hauptmassivs), ferner an der Schmirner Reisse sind die Kieselkalke der Schuppe *A* mehr oder minder deutlich diskordant auf den Kössener Dolomiten abgelagert worden (cfr. Fig. 7).

Jura in der Schuppe B_2.

Am Schober-Mölszug von P. 2453 bis zur Klammer-Sonnenspitze, desgleichen an der Klammspitze fehlen den Juragesteinen der Schuppe B_2 jetzt die obersten Horizonte. Im Hauptmassiv am Nederer, an der Sonnenspitze und im Obertarntal sowie südlich, östlich und westlich der beiden Reckner sind sie vorhanden und enthalten das Serpentinlager des Großen und Kleinen Reckners sowie einen mit dem Lager verbundenen Lagergang, welcher an der Geierspitze und am Südgrat der Sonnenspitze sich mehrmals spaltet und rings um die beiden Reckner verfolgt werden kann. Die Kieselkalke der Schuppe B_2 liegen südwestlich der Geierspitze diskordant auf Triasdolomitlinsen, nordöstlich des Großen Reckners, und zwar südlich und östlich vom P. 2740 diskordant auf Kössener Dolomitlinsen. Wie im Profil (Profiltafel II, Fig. 8) zu sehen ist, müssen auch zwischen dem Sonnenspitzgipfel und der Scharte zwischen dem Ober- und Untertarntal die Kieselkalke diskordant auf den Kössener Dolomiten liegen, da sie zwischen den Kieseltonschiefern und den Kössener Gesteinen im Westen nur wenige Meter mächtig, am Sonnenspitzsüdgrat hingegen weit über 40 *m* mächtig werden. Auf der Südspitze des Hauptmassivs, an den Abhängen der Geierspitze transgredieren die Kieselkalke auf Raibler(?) Rauhwacken.

Fast an jeder Stelle der Schuppe B_2 sieht ein Querschnitt folgendermaßen aus: zu unterst wenige, viele oder gar keine Triasgesteine, dann Kieselkalke, dann Kieseltonschiefer mit oder ohne das Kalkband, in welchen lokal der Serpentin sitzt. Durch drei „S“-förmige Falten, am Nederer, am Tarntaler Sonnenspitzwestgrat und im südlichen und südwestlichen Obertarntal wird dieses einfache Profil komplizierter, worauf jedoch schon bei der Beschreibung der Verbreitung der Triasgesteine hingewiesen wurde.

C. Quartäre Ablagerungen.

I. Diluviale (Moränen).

Von diluvialen Ablagerungen sind vorhanden Moränenreste im Lizumtal, ferner im Klammtal und im Hauptmassiv oberhalb des Grübelkars nördlich von P. 2642. Im Mölstal sind sichere Moränen nicht nachzuweisen. Die Moräne des Lizumtales ist reich an großen und kleinen Serpentinblöcken.

II. Alluviale (Bergsturz und Gehängeschutt).

Die Verbreitung des Gehängeschuttes ist ohne weiteres aus der Karte ersichtlich. Große Bergstürze trifft man nur südlich der südlichen Schoberspitze und nördlich und südlich des Großen und Kleinen Reckners an.

Solifluktionserscheinungen sind nördlich des Melkplatzes zu beobachten. Ein großer, auf der Karte eigens umsäumter Teil der dortigen Moräne bewegt sich hier zu Tal.

Nördlich des Junssees, auf der schmalen, meist von Schnee bedeckten unteren Schutterrasse des Geierspitz-Nordostgrates finden sich prachtvolle Schuttfacettierungen. Der Schutt derselben besteht aus Stücken des Brennerschiefers, der Kieselkalke und Kieseltonschiefer.

Inwieweit tektonischer Aufbau, Gletscher und Gesteinsbeschaffenheit die Formen der Tarntaler Berge beeinflußt haben, wird im II. Teil dargestellt werden.

D. Eruptiva der Tarntaler Berge.

Die Serpentingesteine der Tarntaler Berge wurden, wie eingangs ersichtlich, bereits von Rothpletz, F. E. Suess, Young eingehend behandelt. Einige wichtige Punkte rechtfertigen indes noch eine weitere Darstellung im petrographischen Teil.

Die Resultate dieser Untersuchung sind folgende:

In postjurassischer Zeit drang vor der Metamorphose B in das noch sedimentäre Kalkband, welches normalerweise in den hangendsten Juragesteinen, den Kieseltonschiefern, auftritt, ein Diallagit ein, zu einer Zeit, als es noch keine Schuppen A, B_1 und B_2 gab.

Der Diallagit hatte lokal in der Scharte zwischen dem Großen und Kleinen Reckner eine Gabbro- und eine Diabasfazies und wurde durch postvulkanische Prozesse, durch zirkulierende Lösungen zu Serpentin umgewandelt. Dabei blieben bei den Lagergängen nur einzelne Mineralien, beim Lager aber noch felsbildende Reste des Muttergesteines oder seiner Spaltungsprodukte von der Umwandlung verschont.

Kieseltonschiefer, welche bei der Intrusion des Serpentinmuttergesteines mit Diallagitsubstanz durchtränkt worden waren, wandelten sich unter dem Einfluß der Metamorphose C zu Glaukophanschiefern um.

Der Diallagit bildet in der Schuppe A einen selbständig auftretenden Lagergang, welcher durch die Serpentinvorkommnisse an der Schoberlacke (östlich der Scharte zwischen nördlicher und südlicher Schoberspitze) und am Südgrat der Klammspitze angedeutet wird.

Das Lager wird heute in der Schuppe B_2 durch die Serpentinkegel des Großen und Kleinen Reckners repräsentiert. Mit ihm steht an der Geierspitze ein zweiter Lagergang in Verbindung, welcher

an der Geierspitze und am Südgrat der Tarntaler Sonnenspitze sich mehrfach teilt, und im Obertarntal, ferner am Westgrat des Kleinen Reckners und auf der Südseite der Schuppe B_2, am Staffelsee sehr gut aufgeschlossen ist. Es läßt sich nicht mit Sicherheit unterscheiden, ob vor der Bildung der Schuppen A und B_2 die Lagergänge der beiden genannten Schuppen zusammenhingen. Leider ist es nicht möglich, die Kontakte zu studieren, welche die beiden Lagergänge und das Lager bei ihrer Intrusion auch an den älter als jurassischen Sedimenten hervorgebracht haben müssen.

Wahrscheinlich ist der Lagergang an der Schoberlacke ein selbständiger Gang, während der Lagergang der Schuppe B_2 nur eine horizontale Apophyse des Lagers darstellt.

Die Stellen, wo im basalen Vorlande die Zufuhrkanäle für das Lager der heutigen Schuppe B_2 und für den Lagergang in der Decke A liegen müssen, können heute noch nicht oder nicht mehr angegeben werden.

I. Exogene Kontaktwirkungen des Diallagits an Kieselkalken, Serpentinkalzitbreccien und Serpentinkalzitschiefern.

(Rothpletz: Ophikalzite.)

Wenn das Diallagitmagma der Lagergänge dem Kalkbande folgte, welches den Kieseltonschiefern eingeschaltet zu sein pflegt, mengte es sich mit den Kieselkalken zu Diallagit-Kalzitkontaktbreccien und bildete Diallagit-Kalzitschiefer. Dabei wurde der Kalzit marmorisiert. Beim Serpentinisierungsprozeß, welcher durch zirkulierende, postvulkanische Lösungen unter lebhaftem Austausch von Serpentin und Kalzitsubstanz erfolgte, sowie durch die mechanischen Kräfte, welche bei der Metamorphose C sowie bei den Überschiebungen und Faltungen tätig waren, wurde die Marmorstruktur des Kalzits fast ganz zerstört. Es wurde auch der Serpentin und der Kalzit zu dünnen Lamellen ausgewalzt, wie man sie heute in den Serpentinkalzitschiefern findet.

II. Endogene Kontaktwirkungen des Diallagits an Kieselkalken.

Man findet öfter im Serpentin Stücke von Jura- oder Kössener Kalken, welche ursprünglich marmorisiert und mit Diallagitsubstanz durchtränkt waren. Ihre Diallagitsubstanz ist jetzt serpentinisiert und ihre Marmorstruktur teilweise zerstört. Die Stücke selbst sind ebenfalls stark deformiert und brecciös ausgebildet.

Nebenprodukte der Serpentinisierung.

In großer Menge tritt manchmal neben dem weitaus vorherrschenden Serpentin Chlorit, Magneteisen, Talk, Pyrit und Strahlstein auf, welch letzterer sich zu nephritischen Putzen anreichert.

Petrographischer Teil.

Überblick.

Ein kurzer Überblick über die Resultate, welche die petrographische Untersuchung sämtlicher Tarntaler Gesteine ergeben hat, stellt sich folgendermaßen dar:

1. Das vortriadische Schichtsystem, nämlich die Brennerschiefer, Quarzphyllite und ihre dolomitischen Einlagerungen besitzen eine eigene, vortriadische Metamorphose, sie wird hier Metamorphose *A* genannt.

2. Die Metamorphose *A* äußert sich besonders in der Umwandlung des Tones zu Serizit, in Albitneubildung, Strukturveränderungen und einer intensiven Durchtränkung mit Quarzlösungen.

3. Das genauere Alter dieser vortriadischen Metamorphose kann nicht angegeben werden.

4. Ein postjurassischer Diallagit mit einer gabbroiden und diabasischen Spaltung wandelte in der nächsten Umgebung beim Eindringen von den bisher noch nicht veränderten mesozoischen Gesteinen einen Teil der hangendsten Juraschichten um. Durch diese Metamorphose, welche Metamorphose *B* genannt wird, entstanden lokal aus Jurakalken marmorisierte Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien und Diallagit-Kalzitschiefer. Das Pyroxenitgestein bildete in den hangendsten Juragesteinen, in den Kieseltonschiefern, ein Lager und zwei Lagergänge. Die Zufuhrkanäle des Lagers und der Gänge sowie ihre Kontaktwirkungen an den älteren Gesteinen, welche sie durchsetzt haben müssen, sind infolge von tektonischen Vorgängen oder, da sie von der Erosion noch nicht bloßgelegt sind, bis jetzt unbekannt.

5. Durch die postvulkanischen Prozesse, welche der Intrusion des Diallagits folgten, wurde dieser zu Serpentin, seine gabbroide Spaltung zu Chloritfels und Serpentin, seine feldspatreiche zu Diabas umgewandelt. Aus den Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien entstanden Serpentin-Kalzitbreccien, aus den Diallagit-Kalzitschiefern Serpentin-Kalzitschiefer.

6. Die übrigen, bisher noch nicht von der Metamorphose *B* veränderten mesozoischen Gesteine wurden nach der Intrusion und Serpentinisierung des Pyroxenits wahrscheinlich von einer Kontaktmetamorphose, welche Metamorphose *C* genannt wird, mehr oder minder stark verändert.

7. Durch diese Kontaktmetamorphose *C* wurden in den bereits metamorphen vortriadischen Brennerschiefern und Quarzphylliten nur mehr zahlreiche Turmaline gebildet, in den mesozoischen Gesteinen dazu noch Serizit, Albit, Granat und Apatit.

8. Sie war von deformierenden und parallel einstellenden Kräften begleitet, welche den Überschiebungen und Faltungen der Tarntaler Berge vorangingen.

9. Die Überschiebungen und Faltungen brachten ebenfalls Deformationen aller Gesteine zustande und nebenbei Vermischungen von bereits metamorphen, mesozoischen Gesteinen, aber sie verursachten keine Metamorphose.

10. Nach den Überschiebungen machte sich wahrscheinlich noch einmal der Einfluß des entferntliegenden Eruptivgesteines? (Granits?) geltend, von welchem die Metamorphose *C* abzuleiten ist. Es entsandte in alle Gesteine albit-, fahlerz-, kupferkies-, pyrit- und karbonathaltige heiße Lösungen. Diese werden hier sekundäre Quarzgänge = S. Q. genannt.

11. Die S. Q. werden in den Kalkphylliten (Brennerschiefern) und in den Quarzphylliten, in den Eisendolomiten, in allen mesozoischen Gesteinen und auch in der Diabasfazies des Serpentinmuttergesteins aufgefunden. Im Serpentin sind sie jedoch nicht vorhanden, da sie sich beim Eindringen mit diesem zu Strahlstein umsetzten, welcher häufiger nur in den Zonen zwischen dem Serpetin und den an S. Q. reichen Juragesteinen auftritt.

A. Petrographie der vortriadischen Schichten (= Brennerschiefer, Quarzphyllit und Eisendolomit) und Charakter der Metamorphose A.

I. Petrographie der Brennerschiefer.

Die Brennerschiefer bestehen vorherrschend aus Kalzit und Quarz. Viel weniger häufig sind Ankerite, ferner Serizit und grüner, pleochroitischer Chlorit, seltener als diese Albit oder Albitoligoklas und Turmalin. Hierzu kommt noch reichlicher Rost.

Der Kalzit hat verzahnte Struktur und bildet große und kleine Körner. Die großen besitzen fast immer zahlreiche, gebogene Zwillingslamellen und Spaltrisse. Die kleinen sind oft langgestreckt und dann parallel den gleichfalls parallel angeordneten Quarzzügen verlaufend, welche die Kalzitgrundmasse durchziehen.

Der Quarz bildet größere und kleinere Körner, beide haben fast durchweg sehr unregelmäßige Formen mit zackigen und lappigen Ausbuchtungen, welche mit den benachbarten Kalzitkörnern verzahnt sind. Der Quarz löscht normal und streifig aus oder zeigt Mörtelstruktur. Oft läßt sich der Zusammenhang zwischen dieser und der Gesteinsfaltung sehr schön studieren. Neben rhomboedrischen Karbonaten und Serizitschuppen enthält der Quarz noch zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse.

Der Serizit ist, wenn er nicht Einschlüsse in den anderen Mineralien bildet, zu kurzen und langen, schmalen und breiten Zügen und Schnüren angeordnet, die oft zerbrochene Partien von Quarz und Turmalin einschließen und stark gefältelt und verbogen erscheinen.

Der Chlorit kommt zumeist mit den Serizitbändern vor. Er liegt aber auch selbständig zwischen den einzelnen Quarzkörnern.

Der Feldspat, ein Albitoligoklas, besitzt wenige Zwillingslamellen, ist mit dem Quarz und Kalzit verwachsen und oft zerbrochen. Er enthält als Einschlüsse Kalzitpartien und Serizitschüppchen.

Der Turmalin bildet fast immer braune, zerbrochene Säulchen oder rundliche Partien und kommt auch mit dem Quarz verwachsen vor.

Der Pyrit liefert große, schön ausgebildete Würfel, die manchmal von einem Kranz langer Quarzstengel umsäumt werden.

Der typische Brennerschiefer zeigt auch u. d. M. eine mehr oder minder gut ausgeprägte Schieferstruktur, welche dadurch entsteht, daß parallele, stark gefaltete, dünne oder dicke, feinkörnige, durch kohlige oder graphitische Substanz verunreinigte Kalklagen von verschieden mächtigen Quarzpartien getrennt werden.

An den Trennungsflächen häuft sich der feinschuppige, oft bis ins kleinste zerknitterte Serizit an. Der Serizit ist es, welcher hauptsächlich dem Schiefer den milden, seidenartigen Glanz verleiht. Herrscht er vor oder hat er den Chlorit gänzlich verdrängt, dann besitzt der Schiefer ein graues bis grauschwarzes, mattes Aussehen. Überwiegt hingegen der Chlorit, dann stellen sich stark grünlich und violettgrün gefärbte Varietäten ein.

Quarzgänge treten bei den Brennerschiefern in zweierlei Formen auf.

Sie bilden feine, dünne Lagen oder Adern, welche mit ziemlich konstanter Mächtigkeit Kalklagen von gleichbleibender Dicke voneinander trennen und so ein wirklich schieferartiges oder mehr plattiges Gestein, den normalen Brennerschiefer, hervorbringen. Indem nun ungemein häufig besonders an Stellen, wo statt des ehemaligen Tones sich jetzt viel Glimmer befindet, der Quarz zu kleinen oder mittelgroßen, mitunter sehr mächtigen Linsenzügen anschwillt, wird die ohnehin nur schwach angedeutete Schichtung des ehemaligen Sediments völlig verwischt, das Gestein ist nunmehr ein ausgesprochener Kalkphyllit geworden.

Neben den Quarzgängen, welche den Schichtgängen parallel verlaufen, gibt es auch solche, die das stark gefältelte Gestein senkrecht oder schief zur Schichtung oder Schieferung durchsetzen. Sie bestehen zumeist aus dichter Quarzmasse und erreichen mitunter, so am Pluderling-Westgrat und im Oberlauf des Griffbaches, eine Mächtigkeit bis zu 1 *m* und sind zu den S. Q. zu stellen.

Sie setzen meist mit sehr scharfen Rändern durch das Gestein und entsenden viele und starke, den Schichtflächen parallele Apophysen, welche gleichfalls Linsen und Gänge bilden können. In den genannten Quarzgängen schwimmen zahlreiche wohlausgebildete Ankerite und Kalzite, desgleichen viele Pyrite; die genannten Mineralien wittern meist aus dem Quarze heraus und verleihen ihm dadurch eine löcherige Beschaffenheit.

Die quarzitische Varietät des Brennerschiefers ist durch helle, seltener dunkel gefärbte, ziemlich feinkörnige, schieferige Gesteine vertreten, welche aus Quarz, wenig Albit, Serizit, Ankerit und oft vielem verrosteten Pyrit bestehen.

U. d. M. sieht man große, rundliche oder längliche, auch linsenförmige oder ganz unregelmäßig begrenzte Quarzkörner in einer Art Grundmasse liegen, welche von kleinen Quarzkörnern gebildet wird. Die großen Quarzkörner löschen durchweg streifig aus und zeigen oft gute Mörtelstruktur, besonders an den Rändern, so daß es den Anschein hat, als wären die feinen Quarzkörner aus ihnen entstanden. Ferner enthalten sie Pseudomorphosen von Limonit nach Ankerit.

Die kleinen Quarzkörner sind zumeist langgestreckt, dann parallel struiert, selten von rundlichen Formen und beherbergen viele Schuppen von Serizit, welcher manchmal in die großen Körner büschelförmig hineinwächst.

Die quarzitischen Brennerschiefer sind demnach als metamorphe, sandige Einlagerungen aufzufassen.

Die Brennerschiefer sind vorzugsweise als Kalkphyllite, seltener als Glimmer- und quarzreiche Kalkschiefer oder als feinschieferige Quarzite ausgebildet.

Das Sediment, aus welchem sie hervorgegangen sind, war wohl ein kalkreicher Mergel mit schwankendem Tongehalt und gelegentlich mit sandigen Einlagerungen. Ihre Metamorphose *A* ist hauptsächlich charakterisiert durch Feldspat-, Glimmer- und Chloritbildung und eine damit verbundene, bis ins kleinste gehende Durchtränkung mit Quarz.

II. Petrographie der Quarzphyllite.

Die Quarzphyllite bestehen zumeist aus Quarz, vielem Serizit und vielem grünen, pleochroitischen Chlorit (zum Teil Pennin) und häufig eisenreichen, rhomboedrischen Karbonaten (Ankeriten). Seltener sind Plagioklase und Turmaline. Hierzu kommt noch Rutil in der Form von Tonschiefernädelchen, etwas Zirkon und etwas Apatit. Häufig ist stark verrosteter Pyrit und kohlige Substanz.

Die zahlreichen, manchmal etwas parallel angeordneten Quarzkörner haben zumeist verzahnte Struktur, löschen normal oder streifig aus und zeigen oft schöne Mörtelstruktur.

Die Plagioklase (Albite) sind oft mit vielen Zwillingslamellen versehen und oft zerbrochen. Ihre Orientierung in der Quarzgrundmasse ist regellos. So liegen häufig längliche Feldspatindividuen gerade senkrecht zur Schieferung des Gesteins. Die eisenreichen, rhomboedrischen Karbonate, wohl zumeist Ankerite, sind sehr stark verrostet.

Der Turmalin ist meistens zerbrochen, er bildet Säulchen und rundliche, sodann auch durch spätere mechanische Beeinflussung linsenförmig gewordene Partien, welche aus unregelmäßig begrenzten, kleinen Körnern eines zerdrückten, ehemals einheitlichen Individuums bestehen. In einzelne Turmalinkörnchen ragt zuweilen auch ein Quarzkorn hinein, das wahrscheinlich aus den S. Q. stammt.

Ein Schliff senkrecht zur Schichtung eines typischen Quarzphyllits zeigt das gleiche, nur sehr stark verklei-

nerte Strukturbild, das man sich bei der Besichtigung eines Handstückes entwirft.

Der Phyllit setzt sich aus zweierlei Lagen zusammen, welche im allgemeinen miteinander alternieren, seltener durch allmähliche Übergänge miteinander verschmelzen.

Die eine Lage besteht aus feinkörnigen, oft langgestreckten, dann etwas parallel angeordneten Quarzkörnern, welche erfüllt sind mit gleichfalls parallel angeordneten Chlorit- und Serizitschüppchen.

Wo die eben genannte erste Lage an die zu schildernde zweite grenzt, stellt sich fast immer eine Anreicherung von Serizit und Chlorit ein. Diese Mineralien bilden nunmehr parallele, bald anschwellende, bald auskeilende, vielfach gewundene, dann streifig auslöschende Bänder und Schnüre.

Die zweite, mehr gangförmig auftretende Lage besteht oft fast nur aus Quarzkörnern, jedoch viel größeren als vorher. Sie enthält manchmal reichlich die rhomboedrischen Karbonate, die Albite und Turmaline.

Die erst geschilderte Lage und ihre Grenze gegen die zweite ist makroskopisch durch die schmutzig grüngrauen, seidenartig glänzenden, parallel angeordneten, mit dem Messer leicht ritzbaren, ungemein gefältelten Glimmer- und Chloritenmembrane des Phyllits vertreten. Die zweite Lage hingegen durch die harten, Karbonatrhomboeder und Pyrit führenden, oft zu größeren Linsen anschwellenden Quarzgänge und Adern.

Die dichte, schwarzgefärbte Varietät des Phyllits (nordwestlich der nördlichen Schoberspitze) besteht zumeist aus Quarz und kohliger Substanz und ist arm an Glimmer und Chloritmineralien.

Aus allem geht hervor, daß die Quarzphyllite ehemals tonreiche, mitunter sehr sandige Sedimente waren und daß sie nach ihrer Metamorphose *A* ebenso wie die Brennerschiefer hauptsächlich durch die bedeutenden tektonischen Prozesse, welche der Metamorphose *C* folgten, mechanisch beeinflußt wurden.

Charakter der Metamorphose A.

Es erübrigt noch die Metamorphose *A* des Brennerschiefers und des Quarzphyllits etwas näher zu charakterisieren. Sicher eine der wichtigsten Rollen spielen beim Umwandlungsprozeß dieser Gesteine Quarzlösungen, welche die Gesteine ganz durchtränkt und wohl auch teilweise Mineralbildungen hervorgebracht haben.

Die Umstände, unter welchen die Durchtränkung mit Quarz erfolgte, sind vergleichbar mit den Vorgängen, welche stattfinden, wenn man in die Zwischenräume locker geschichteter Lagen von Löschpapier flüssiges Wachs gießt. Hierbei findet folgendes statt: das Papier selbst saugt sich mit der Flüssigkeit voll, die Hohlräume zwischen den einzelnen Blättern hingegen werden mit dichtem reinen Wachs ausgefüllt. An die Stelle der Papierlagen tritt bei den Quarzphylliten das geschichtete tonige, bei den Brennerschiefern das kalkige, jetzt meta-

morphe Sediment, während die dicht ausgefüllten Hohlräume durch die Quarzgänge und Quarzlinsen dargestellt werden.

Für lokale Anreicherung (Absorption) und Weiterleitung des Quarzes scheint sich der Ton besser zu eignen als der Kalzit, welcher mehr auf eine gleichmäßige Verteilung der Kieselsäure hinstrebt.

Sekundäre Quarzgänge (S. Q.) im Brennerschiefer und im Quarzphyllit.

Wie bei den Brennerschiefern, so gibt es auch bei den Quarzphylliten schmale und breite Quarzgänge, welche mitunter Dolomit, Ankerit und Pyrit führen und mit scharfen Rändern den Phyllit senkrecht oder schief zu den Schichtflächen durchsetzen und oft bedeutende Mächtigkeit erreichen. Sie bestehen selten ganz aus nahezu dichter, höchstens mit kleinen Rissen und Hohlräumen versehener Quarzmasse. Zumeist haben sie folgende Beschaffenheit: an der Grenze des Ganges gegen das Nebengestein hat sich eine dichte Quarzmasse abgesetzt, welche gegen die Gangmitte zu Hohlräume und Drusen mit wohlausgebildeten Bergkristallen liefert. Die dichte Quarzmasse sowohl als auch die freien Kristalle sind erfüllt von zahllosen Chloritschüppchen, welche aus dem angrenzenden Phyllit stammen. Im allgemeinen nimmt gegen die Mitte des Ganges die Chloritimprägnation ab, auch treten die im Quarz schwimmenden, vom Nebengestein losgerissenen Phyllitbrocken und sahlbandartigen Chloritzüge vorzugsweise unmittelbar an den Ganggrenzen auf.

Man kann nun annehmen, daß die sekundären Quarzgänge entweder einer letzten Phase der Metamorphose *A* des Brennerschiefers und des Quarzphyllits angehören oder daß sie selbständige spätere Erscheinungen darstellen. Hier wird deswegen, weil sie Stücke des schon geschieferten und metamorphen Nebengesteins enthalten, angenommen, daß sie mit den ganz gleich ausgebildeten, ebenfalls Karbonate und manchmal Albit und Erz führenden Quarzgängen identisch sind, welche alle mesozoischen Gesteine durchsetzen und die in vorliegender Arbeit mit S. Q. (cfr. Übersicht des petrographischen Teiles) bezeichnet sind.

Die Ergebnisse dieses Abschnittes sind demnach:

1. Der Nachweis einer selbständigen Metamorphose = Metamorphose *A*, welche die vortriadischen, mergeligen und tonigen Sedimente zu Kalkphyllite und Quarzphyllite umgewandelt hat.

2. Der Nachweis von Quarzgängen (S. Q.), welche die bereits metamorphen Kalkphyllite (Brennerschiefer und Quarzphyllite) durchsetzt haben.

III. Petrographie des „Eisendolomits".

Der Eisendolomit ist als Fazies der Sedimente des Quarzphyllits ebenfalls von der Metamorphose *A* und den S. Q. beeinflußt.

Tektonische, mechanische Kräfte haben auch ihn teilweise noch stark verändert und dadurch Abarten hervorgerufen.

Der normale Eisendolomit zeigt eine braune Verwitterungsrinde und mehr oder minder zahlreiche, parallel orientierte Glimmerhäute, welche aus Ton durch die Metamorphose *A* entstanden sind. Er ist oft durchtränkt von den S. Q., welche lokal etwas silberhaltiges, nicht ausbeutbares Fahlerz sowie Kupferkies und Pyrit führen (zum Beispiel in der grobspatig entwickelten Partie am westlichen Eck des nördlichsten Dolomitzuges der Knappenkuchel, siehe das *Cu*-Zeichen in der geologischen Karte sowie Fig. 2). Hier wurden auch schon Schürfversuche unternommen.

Mehrere in das Gestein getriebene Löcher und eine kleine Halde mit prachtvoll durch Malachit und Kupferlasur gefärbten Handstücken deuten darauf hin.

Varietäten des „Eisendolomits".

„Dolomitphyllit".

Man könnte dieses Gestein auf den ersten Blick für einen Gneis halten. Es lassen sich nämlich parallele, alternierend dolomitische und etwas Kalk führende sowie serizitische Lagen unterscheiden, welche die Gneisstruktur täuschend nachahmen.

Die dolomitischen Lagen bestehen aus unregelmäßig begrenzten, reich mit Zwillingslamellen versehenen, mittelgroßen, miteinander verzahnten Dolomit- und Kalzitkörnern. Sie sind verwachsen mit vielen normal und streifig auslöschenden, mitunter Mörtelstruktur zeigenden Quarzkörnern.

Die serizitischen Lagen bestehen aus vielfach gewundenen Serizithäuten, an denen sich oft der Quarz anreichert.

Es ergibt sich für dieses Gestein: die parallelen, tonigen Lagen eines tonreichen und kalzitführenden Teiles des Eisendolomits wurden zu Glimmer umgewandelt und der Dolomit besonders an den Glimmerlagen stark mit Quarz imprägniert. Das gesamte Gestein wurde später mechanisch noch stark beeinflußt.

„Eisenkalke".

Ein Übergangsstück zwischen „Eisendolomit" und „Eisenkalk" liefert folgendes mikroskopische Bild: Die kalkige Partie besteht aus langgestreckten Kalzitkörnern, zwischen denen hie und da einmal ein zwillingsgestreifter Albit liegt, welcher Kalzitpartien und Serizitschuppen einschließt.

Die dolomitische Partie setzt sich größtenteils aus streifig auslöschenden, länglich und rund entwickelten Dolomitkörnern zusammen und ist wie die kalkige von Quarz durchdrungen. Der Quarz bildet große, mit dem Dolomit und dem Albit verzahnte Körner, besitzt Mörtelstruktur und streifige Auslöschung. Man darf annehmen: ursprünglich alternierende dolomitische und kalkige Lagen wurden von albit- und quarzführenden Lösungen durchtränkt.

Mechanische Varietäten des Eisendolomits.

Am Aufbau der Varietät vom Westeck des nördlichsten Dolomitzuges (cfr. Fig. 1—4), welche sich durch eine sehr deutlich aus-

geprägte Knetstruktur und Erzimprägnation auszeichnet, beteiligen sich folgende Mineralien: weitaus vorherrschend Dolomit, seltener etwas Kalk, mitunter reichlich Quarz, Pyrit und Erze, sodann Muskovit und Serizit, selten Turmalin und grüner Fuchsit.

Die Dolomitkörner sind mittelgroß, miteinander verzahnt. Sie löschen streifig aus, besitzen gebogene Spaltrisse und Zwillingslamellen und sind oft in einzelne Stücke zertrümmert.

Der Quarz ist mit dem Erz und dem Dolomit verwachsen, umschließt das Erz, ist stark kataklastisch. Er löscht undulös aus, kommt in isolierten Körnern vor, häuft sich aber auch zu größeren selbständigen Zügen mit verzahnter Struktur an.

Das Erz (Fahlerz und Kupferkies und Pyrit) umschließt den Quarz, ist mit dem Dolomit verwachsen, bildet zumeist derbe Körner und Massen, seltener Kristalle und häuft sich an den Rändern der Serizitbänder und in den selbständigen Quarzgängen an.

Der Serizit bildet mäandrisch sich durchschneidende, manchmal turmalinführende Bänder im Gestein, welche linsenförmige Partien von Dolomit umschließen.

Von den mit Erz dicht besetzten Serizitbändern und den an Erz reichen selbständigen Quarzgängen geht die Erzimprägnation des Dolomits aus.

Nach dem Gesagten war das Gestein ehemals ein tonführender Dolomit, dessen Tonlagen durch die Metamorphose *A* zu Serizit umgewandelt wurden und der vielleicht während dieser Metamorphose schon, wahrscheinlich aber erst später durch die während und nach der Metamorphose *C* erfolgten tektonischen Vorgänge durcheinandergeknetet wurde.

Während der Metamorphose *C* drangen längs der Serizitlagen turmalinliefernde borhaltige Dämpfe ein, nach der Metamorphose *C* die erzführenden S. Q.

Die andere mechanische Abart des Eisendolomits ist eine feine Breccie.

Sie zeigt makroskopisch eine Art von graulichweißer Grundmasse, in welcher kleine, dunkelgrau gefärbte, eckige Dolomitbrocken verstreut liegen.

U. d. M. zeigen sich größere Körner von Dolomit (makroskopisch = dunkle Partien), welche unregelmäßig begrenzt sind und gebogene Zwillingslamellen, beginnende Mörtelstruktur und streifige Auslöschung besitzen. Zwischen ihnen liegen als Zwischenmasse feinkörnige, verzahnte Dolomitpartikelchen, welche mit Zwillingsstreifen versehen sind und hie und da mit einem lappig ausgebuchteten, wahrscheinlich sekundär zugeführten Quarzkorn verzahnt sind. Makroskopisch wird diese Breccie von unzerbrochenen, drusig ausgebildeten S. Q. durchsetzt. Die Entstehungsgeschichte dieser Abart ist folgende: Eine dunkelgraue Fazies des Eisendolomits wurde durch mechanische Prozesse wahrscheinlich während der großen Überschiebungen stark zerrieben und zermalmt. Bei dieser inneren Zermalmung bildeten sich größere Komponenten, welche ihre ursprüngliche Farbe noch bewahrt haben und sehr viele kleine Komponenten,

welche dieselbe verloren. Nach seiner Fertigstellung wurde das Gestein noch von den S. Q. durchsetzt.

Auch aus den mikroskopischen Befunden geht hervor, daß die hier erzführenden S. Q. vorzugsweise den Serizithäuten nachgehen und daß von hier aus die weitere Erz- und Quarz-Imprägnation des Dolomits erfolgte.

In der Knappenkuchel kann man nun sehen, wie fahlerz- und pyritführende S. Q. die Glimmerlagen auch senkrecht durchschneiden. Die Umwandlung des Tons zu Glimmer erfolgte also auch beim „Eisendolomit" vor dem Auftreten der S. Q.

Makroskopisch werden dieselben im „Eisendolomit" mehrere Meter lang und sind für gewöhnlich nur mehrere Zentimeter, mitunter aber auch einige Dezimeter stark. Sie verästeln sich vielfach und enthalten vom Nebengestein mitgerissene Dolomitstückchen. Sie sind dicht und drusig ausgebildet. Sehr oft läßt sich feststellen, daß ein drusiger Gang als dichter Gang sich fortsetzt.

In der Knappenkuchel am nördlichsten Dolomitzug kann man sehen, wie die mit Chlorit imprägnierten S. Q. des Quarzphyllits in den Eisendolomit hineinsetzen.

Daß die von den S. Q. zugeführten Pyrite und Kupferkiese durch ihre Zersetzung den Eisendolomit braun färben, ist sicher erwiesen. Diese braune Färbung des Eisendolomits ist also eine sekundäre oder vielmehr tertiär erworbene Eigenschaft und darf daher als sicheres stratigraphisches Kennzeichen ohne weiteres nicht benützt werden.

B. Petrographie der mesozoischen Gesteine.

I. Petrographie der Triasgesteine.

1. Petrographie der Raibler(?) Schichten.

a) Raibler(?) Quarzite.

Am Aufbau der triadischen Quarzite beteiligen sich folgende Mineralien: vorherrschend Quarz, daneben häufig Ankerit und Kalzit, mitunter viele Feldspate, zumeist Orthoklas, auch etwas Albit, viele Hämatitschüppchen und reichlicher Rost. Akzessorisch sind Apatit, Zirkon und grüner Fuchsit.

Die Gesteine zeigen großen Wechsel in der Ausbildung. Es gibt Quarzite von grobem, mittlerem und feinem Korn. Seltener sind ganz dichte Abarten.

Die grobkörnigen Quarzite liefern zwei Unterarten. Die eine davon ist durch ein wenig verbandfestes, von Rissen und Hohlräumen durchsetztes Gestein vertreten (F. E. Suess' grobkörnige Quarzbreccien). Sie besteht zumeist aus rundlichen, rötlichen und weißen, großen, an Gerölle erinnernden Quarzkörnern, welche in einer grünlichen, quarzigen Grundmasse liegen und zeigt mitunter eine schwach ausgeprägte Schieferstruktur.

U. d. M. sieht man zahlreiche, große, rundliche, auch mehr längliche Quarzkörner in regelloser Anordnung in einer feinkörnigen

Quarzgrundmasse liegen. Sie löschen streifig aus oder besitzen bereits Mörtelstruktur und gebogene Risse, auch enthalten sie viele Flüssigkeitseinschlüsse, ferner Schuppen verrosteten Hämatits und Rhomboeder von meist durchsichtigen Karbonaten.

Die andere Unterart sind Quarzite mit deutlicher Schieferstruktur, mit fettigem Glanz und grünen oder rötlichen Farbtönen.

Man erkennt am Handstücke zahlreiche langgestreckte, parallel angeordnete, linsenförmige, rötliche und farblose, klastische Quarzkörner, welche von grünlichen, serizitischen Häuten umflochten sind und in einer dichten, grünlichen Grundmasse liegen. Das Mikroskop zeigt, daß sie dieselben Einschlüsse beherbergen, wie sie beim zuerst geschilderten Typus sich vorfinden. Man findet in ihnen selten große Partien eines graublauen und braunen Turmalins (Pleochroismus: senkrecht zur Hauptzone dunkelblaugrau oder dunkelbraun; parallel derselben hellblaugrau oder hellgelbbraun).

Der Turmalin bildet oft zerbrochene, unregelmäßig geformte, selten linsenförmige Körner, dann auch zerbrochene und ganze Säulchen, ja sogar Turmalinsonnen. Auf den Klüften der zerbrochenen Säulchen der Körner findet sich Quarz, vermutlich aus den S. Q., welcher parallele Stengel bildet, die senkrecht zu den Kluftflächen des Turmalins aufsitzen.

Die großen, klastischen Quarzkörner werden ziemlich häufig von den S. Q. durchsetzt, die hier aus feinen Quarzkörnern bestehen, welche oft viele Serizitschuppen führen und sich nach Form und Größe nicht von den feinen Quarzkörnern der Grundmasse unterscheiden.

Letztere besteht aus feinen, ab und zu etwas gröberen, rundlichen und länglichen, dann etwas parallel struierten Quarzkörnern, die viele Schuppen von Serizit beherbergen, der sich außerhalb der einzelnen Körner zu unregelmäßig begrenzten und flatschigen Partien anreichert. Sie enthält ferner frische und verrostete, eisenreiche, oft mit guten Spaltrissen versehene, rhomboedrische Karbonate, dann auch viele Hämatitschuppen, ferner rundliche, einschlußreiche Körner von Orthoklas, zu denen sich selten ein zwillingsgestreifter, mit den Quarzkörnern verzahnter Albit gesellt. Akzessorisch sind Zirkon und Apatit.

Die mittelgroben bis feinkörnigen, am häufigsten vorkommenden, schieferigen Quarzite besitzen eine helle, zumeist seidenglänzende, fettige, grünlichweiße, graue, wellige oder höckerige Oberfläche. Letztere ist ab und zu mit kleinen oder großen rötlichen Höckern, die von gefärbten Quarzkörnern herrühren, und mit schwärzlichen Turmalinpünktchen und -körnchen besetzt. Nordwestlich der nördlichen Schoberspitze weist sie lokal durch Fuchsit leuchtend grasgrün gefärbte Partien auf.

Das mikroskopische Bild ist folgendes: Viele rundliche, eckige und linsenförmige, meist farblose, seltener rötliche Quarzkörner und viele einschlußreiche Orthoklaskörner liegen wieder in der Quarzgrundmasse. Die klastischen Quarzkörner haben jetzt an Größe abgenommen, zeigen streifige Auslöschung, Mörtelstruktur, besitzen seltener Hämatiteinschlüsse und enthalten Karbonatrhomboeder. Sie

und die Orthoklase werden von den schon erwähnten S. Q., welche auch Serizitschuppen führen, durchsetzt, von denen bereits F. E. Suess[1]) angibt, „daß sie nachträglich im Gestein enstanden sind".

Die Grundmasse besteht aus feinen, mitunter gröberen, verzahnten Quarzkörnern, gleichmäßig in denselben verteiltem Serizit, der sich wieder zu parallelen, die klastischen Quarzkörner verflechtenden Häuten anreichert. Sie enthält auch zertrümmerte Körner von braunem Turmalin, der stellenweise in den schon genannten blauen übergeht und gangförmig in ein großes klastisches Quarzkorn hineinragt, ferner mitunter reichliche Schuppen von Hämatit.

Die feinkörnig dichten Quarzite besitzen fettig aussehende, mit mattem Seidenglanz versehene, glatte Schichtflächen und sind zumeist dunkelgrüngrau gefärbt.

Eine Abart dieser Quarzite tritt im Lizumtal auf etwa 600 *m* westlich von der Lizumalpe rechts am Wege, der zum Melkplatz führt; dann an der „Grauen Wand" östlich des Lizumtales und südöstlich der Lizumalpe im Bette des Baches, welcher die Lizumalpe durchfließt. Sie fällt durch ihre vom Rost und Eisenglanz graubraun gefärbte Oberfläche auf. Das Mikroskop zeigt bei den dichten Quarziten eine dichte, mit zahllosen Serizitschuppen durchsetzte Grundmasse von sehr feinen Quarzkörnern, in welcher größere, rundliche, oft wie korrodiert aussehende, linsenförmige Quarzkörner liegen. Sowohl die Körner der Grundmasse als auch die größeren klastischen Quarzkörner weisen kleinere Dimensionen auf, als sie die äquivalenten Bildungen in den früher beschriebenen Quarziten besitzen.

Alle Arten der Quarzite werden von den hier pyritreichen S. Q. oft geradezu durchtränkt.

Die Gänge und Adern, welche diese sekundären Quarzgänge bilden, bestehen aus dichter oder mehr löcheriger und drusiger Quarzmasse. Sie laufen entweder den Schichtflächen parallel oder durchschneiden sie. Sie durchdringen sich gegenseitig in der mannigfachsten Weise, keilen auch aus und umschließen Stücke des bereits geschieferten Quarzits. Sie sind also jünger als die Metamorphose der Quarzite = Metamorphose *C*.

Ein Schliff durch einen solchen Gang, der senkrecht zur Schichtung verläuft, zeigt langgestreckte, lanzettartige Quarzkörner, welche senkrecht an den Gangwänden aufsitzen, und mit den kleineren Quarzkörnern des Nebengesteins verzahnt sind. Man findet sie in einzelne Stücke zerlegt, welche streifig auslöschen. Gar nicht selten trifft man Serizitpartien, welche entweder im Quarze bereits frei schwimmen oder den Zusammenhang mit dem Nebengestein noch etwas bewahrt haben.

Im Gegensatze zu F. E. Suess, nach welchem die oben beschriebenen Abarten der Quarzite durch verschieden weit fortschreitende Metamorphose aus ein und derselben grobkörnigen Quarzbreccie entstanden sind, wird in dieser Abhandlung angenommen, daß die verschiedenen Quarzite auch aus verschieden beschaffenen Sedimenten hervorgegangen sind. Es gab in den Quarz-

[1]) Lit. 38, pag. 547.

sanden, von denen die Quarzite abzuleiten sind, Partien, bestehend aus groben, meist rötlich gefärbten und mit wenig Ton vermischten Quarzkörnern, dann aus feineren, ebenfalls mit wenig Ton verbundenen weißen Quarzkörnern, und aus sehr feinen tonreichen Quarzkörnern.

Aus den groben Quarzsanden gingen die groben Quarzite, aus den mittelkörnigen die mittelgroben und aus den feinen die feinschieferigen Quarzite hervor.

Aus Partien, in denen grob- und feinkörniges Material gemischt war, entstanden feine Quarzite mit einzelnen großen klastischen roten Körnern.

Für die eben dargelegte Auffassung spricht vor allem die Tatsache, daß bei ganz geringer Gesamtmächtigkeit der Quarzite Wechsellagerung der groben und feinen Varietäten auftritt, wie man besonders gut am Ostende der oberen Terrasse des Geierspitz-NO-Grates am dortigen überschobenen Quarzit der Schuppe B_2 beobachten kann.

Aus den Quarziten läßt sich viel über den Charakter der Metamorphose C herauslesen.

Wir sind, wie bereits in der petrographischen Übersicht angezeigt wurde, in der Lage zu beweisen, daß die Metamorphose C älter als die großen Überschiebungen und Faltungen ist, denn in gewissen Jurakonglomeraten finden sich große, bereits geschieferte Triasquarzitblöcke, die bei den Überschiebungen in die Konglomerate hineingepreßt wurden.

Damit aber die Triasquarzite sich vorher schieferig entwickeln konnten, waren bei der Metamorphose C sicher Druckkräfte nötig, und trotzdem kann die Metamorphose C nicht als reine Druckmetamorphose aufgefaßt werden, denn sie war, wie die Turmaline anzeigen, von borhaltigen Dämpfen und dann auch von Hitze beeinflußt, welche wie die Turmaline auf ein Eruptivgestein zurückgeführt werden muß. Von diesem Eruptivgestein rührten sehr wahrscheinlich auch die albit-, erz- und karbonatführenden, heißen Quarzlösungen eben der S. Q. her.

Wir haben also die Metamorphose C als eine Kontaktmetamorphose aufzufassen, die von Druckkräften begleitet wurde und etwa folgendermaßen tätig war:

Die mehr oder minder tonreichen Quarzsande der Raibler(?) Quarzite wurden von bedeutenden Druckkräften erfaßt und von der Hitze und den borhaltigen Dämpfen eines entferntliegenden Eruptivgesteins so beeinflußt, daß Glimmer, spärlicher Albit, Turmaline und eine Schieferstruktur sich bildeten.

Nach der Umwandlung der Quarzite drangen in dieselbe noch die S. Q. ein, welche das Gestein selbst und in den Gängen schwimmende Stücke der bereits fertigen Quarzite nach allen Richtungen durchschwärmten und auf feinen Apophysen auch die früher gebildeten Turmaline durchsetzten.

Nach Vollendung all dieser Prozesse wurden die Quarzite nebst den sekundären Quarzgängen noch von den tektonischen Druckkräften erfaßt, wie die stark gefalteten und verbogenen Quarzitschichten und die zertrümmerten, streifig auslöschenden Quarzkörner der S. Q. andeuten.

Ob an der Zusammensetzung der feinen Grundmasse der Quarzite auch Quarz aus den S. Q. beteiligt ist oder ob die Grundmasse, wie es manchmal den Anschein hat, nur aus den zerdrückten, klastischen Quarzkörnern sich zusammensetzt, kann infolge der starken mechanischen Beeinflussung, welche das metamorphe und von den Quarzgängen durchschwärmte Gestein später noch erfuhr, nicht mit Sicherheit entschieden werden. Zu äquivalenten Neubildungen des Albits wird wohl auch der Apatit und der Rutil und wohl auch ein Teil des Hämatits zu rechnen sein.

b) Petrographie der Raibler (?) Rauhwacken.

Die Rauhwacken der Tarntaler Berge lassen erkennen, daß die Metamorphose *C* verschieden stark auf die einzelnen Gesteine gewirkt hat. Der größte Teil der Rauhwacken ist nämlich unverändert geblieben, wenigstens zeigt er makroskopisch keine sichtbaren Veränderungen.

Bei der Besprechung der metamorphen Rauhwacken müssen auch die Ergebnisse der Untersuchungen über Funde in den Nachbarbergen, zum Beispiel am Mieselkopf-Kreuzjöchelnordgrat, am „Grafmarter Südgrat“ und am „Hippold“ herangezogen werden.

Am Grafmarter Südgrat findet sich ein Gestein, welches halb Rauhwacke, halb Quarzit ist und Spuren der Metamorphose *C* zeigt.

Die Stelle, wo es sich findet, liegt (auf der westlichen Gratseite) etwa 170 *m* tiefer als der Punkt im oberen Teil des Grates, an welchen der von Sander[1]) erwähnte Eisendolomit mit riesigen, von oben herabgestürzten Quarzphyllitblöcken, also nicht mit anstehendem Quarzphyllit, in Berührung tritt (s. Profil bei Sander). Diese Rauhwacke unterscheidet sich äußerlich von der gewöhnlichen nur durch ihre dichte und feste Beschaffenheit und den Reichtum an grünlichgrauen Serizithäuten, welche das Gestein mit parallelen Lagen durchziehen. U. d. M. erkennt man viel Quarz, rhomboedrische Karbonate, Serizit, weniger häufig als diese frische Pyrite und zugeführten Albit.

Der Quarz löscht normal und streifig aus, besitzt große und kleine, sehr unregelmäßige Formen. Er ist meistens mit den rostreichen Karbonaten verzahnt und wo er in langen Streifen entwickelt ist, laufen diese den Serizitbändern parallel. Daß es sicher neugebildeten oder von den S. Q. zugeführten Quarz in dieser Rauhwackenart gibt, beweist folgende Erscheinung. Oft wird die Hälfte eines wohlausgebildeten, eisenreichen Kalzitrhomboeders pseudomorphosenartig von ganz frischem Quarz gebildet. Es ist nicht gut denkbar, daß sich bei „klastischen“ Quarzkörnern solche scharfe „Quarzrhomboederspitzen“ hätten erhalten können. Außerdem umschließt der Quarz oft noch Serizitschuppen und Rhomboeder von den gleichen Karbonaten, in denen er liegt.

Der Serizit bildet zusammenhängende, parallellaufende Bänder im Gestein, ist manchmal mit dem Quarz verwachsen. Sein Auftreten

[1]) B. Sander, Lit. 25, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910, 1. Februar.

spricht ganz gegen die Annahme, daß er nur ein klastisches, in die Rauhwacke hineingeschwemmtes Gebilde ist.

Der mit Zwillingsstreifen versehene, sehr frische Albit ist aufs innigste mit den Karbonaten verzahnt und besitzt abgerollte, oft lappige Formen. Er umschließt gleichfalls Quarz und die rostreichen Karbonate.

Die Anordnung der genannten Minerale ist folgende: quarz- und rostreiche Karbonate bilden eine dichte Masse. Sie wird von parallelen Glimmerhäuten durchsetzt und enthält verstreut die Albite. Das Gestein ist demnach ein wenig metamorpher, etwas tonführender Kalkquarzsand. Mit der Glimmerneubildung erfolgte wahrscheinlich auch die Ausbildung der zahlreichen Karbonatrhomboeder aus klastischem Kalksand. Die Glimmerneubildung und die Kristallisierung der Karbonate sind auf die Metamorphose *C* zurückzuführen. Am nördlichen Teil des Mießlkopf-Kreuzjöchelgrates lassen sich in den oben beschriebenen Rauhwacken auch die S. Q. wiederfinden. Sie durchqueren die Glimmerhäute derselben und sind also auch hier wieder jünger als die Metamorphose *C*, ferner enthalten sie viele Karbonate und haben wohl auch hier die Albite geliefert. Wahrscheinlich stammt ein Teil des Quarzes der Rauhwacke auch aus den S. Q. Als zugeführter Quarz mag besonders ein solcher gelten, welcher Karbonatrhomboeder und Serizitschuppen umschließt oder die oben geschilderten Pseudomorphosen von Quarz nach Kalzit bildet oder in den gleichfalls zugeführten Albiten vorkommt.

Ganz kleine S. Q. wurden im kartierten Gebiete in den Rauhwacken südlich des Kalten Kofels (Mölstal) und am Schober-Mölszug östlich der Scharte zwischen nördlicher und südlicher Schoberspitze bei der „Schoberlacke", im westlichen der beiden dortigen größeren Bachgräben, ferner westlich des Geierspitzsüdgrates in den überschobenen Rauhwacken der Schuppe B_2 gefunden.

Ein Kontaktstück zwischen normaler Rauhwacke und normalem Quarzit, das am Schober-Mölszug bei P. 2354 östlich der nördlichen Schoberspitze gesammelt wurde, zeigte u. d. M. folgendes:

1. Eine Quarzitische Partie, welche aus Quarz und Serizit und wenigen eisenreichen Karbonaten bestand, sonst aber wie gewöhnliche Quarzite ausgebildet war.

2. Eine unregelmäßig verlaufende Grenze zwischen Rauhwacken und der quarzitischen Partie, welche von Quarz oder gewundenen Serizithäuten gebildet wurde.

3. Eine Rauhwackenpartie, welche aus einer Unmenge von rostbraun gefärbten, mehr oder minder gut entwickelten Kalzitrhomboedern besteht, die eine Art Pflasterstruktur bilden. Mit ihnen verzahnt sind durch viele lappige und wurmförmige Ausbuchtungen gekennzeichnete, neugebildete oder zugeführte Quarzkörner, welche Kalzitrhomboeder enthalten und meist normal auslöschen. Die Serizithäute lassen sich kontinuierlich im Gestein verfolgen, laufen bemerkenswerterweise denen der quarzitischen Partien parallel und schwellen hie und da zu dünnen Linsen an.

Am Südabhang der Hippoldspitze findet sich lokal eine grobkristalline, eisenreiche Rauhwacke, deren Klüfte lokal dicht mit neugebildeten Hämatitkristallen ausgefüllt sind, welche als Kluftausfüllungen keiner reinen Dynamometamorphose entstammen können, sondern mit den borhaltigen Dämpfen, also mit der Kontaktmetamorphose *C* in Beziehung gebracht werden müssen.

Die eben beschriebenen Gesteine vom Grafmarter-Südgrat, ferner vom Schober-Mölszug und vom Kreuzjöchel-Mießlkopfgrat, sodann vom Hippold zeigen bei den Rauhwacken das Vorhandensein der Metamorphose *C* und der S. Q. an.

Den übrigen Raibler(?) Schichten wurden keine eigenen Untersuchungen gewidmet, sie deuten die Metamorphose *C* durch gelegentlich auftretende Serizithäute, die S. Q. durch geringe, lokale Quarzführung an.

2. Petrographie des Triasdolomits

Die Metamorphose *C* ging am Triasdolomit mit Ausnahme der Wirkungen, welche die sie begleitenden tektonischen Kräfte verursachten, spurlos vorüber. Letztere haben sehr wahrscheinlich teilweise die Klüfte und Sprünge erzeugt, welchen später die S. Q. nachgingen, zum Teil verursachten sie auch die lokale Breccienbildung des Dolomits. Eine solche muß jedoch schon einmal erfolgt sein kurz nach Ablagerung der Kössener Schichten damals, als die triadischen Gesteine der Tarntaler Berge etwas aufgerichtet wurden (cfr. Stratigraphischer Teil pag. 262 [56]), denn brecciöse, aufgearbeitete Triasdolomite und Kössenerdolomite bilden bereits Komponenten in den Jurakonglomeraten.

Den S. Q., welche an kein Niveau des Dolomits gebunden sind, kommt beim Triasdolomit entweder eine passive Rolle zu, das heißt ihnen war der Weg durch zahlreiche unregelmäßige Klüfte und Sprünge schon vorgezeichnet, oder sie bahnten sich eigene Wege durch das Gestein.

Als Quarz, der sicher auf schon vorhandenen Klüften in den Dolomit gelangte, mag besonders ein solcher gelten, der nur stellenweise den Wänden derselben anhaftet, sie nicht ganz ausfüllt und große, meist regellos durcheinander gewachsene, aber gut ausgebildete Bergkristalle liefert. (Zum Beispiel an der südlichen Schoberspitze und Nedererwestwand.)

Die vollständig mit dichter oder höchstens etwas drusiger Quarzmasse ausgefüllten Gänge hingegen können sowohl als ganz ausgefüllte Klüfte oder auch als selbständige Gangbildungen aufgefaßt werden. Das Auftreten der Quarzgänge zeigt im allgemeinen große Abwechslung.

Sie sind dicht oder drusig, gerade oder krumm. Oft wird ein dichter Gang plötzlich drusig oder er enthält kleine mitgerissene Dolomitstücke, oder er teilt sich in zwei oder viele Gänge. Diese können wieder miteinander in Verbindung treten und zahlreiche Dolomitbrocken so umschließen, daß eine Art mit Quarz verkitteter Breccie entsteht. In letzterem Falle ist der Quarz gar nicht

selten mit zahlreichen kleinen blasigen Hohlräumen versehen, was ein schlackenartiges Aussehen verursacht

Wenn die Quarzgänge den Dolomit silifiziert haben, was nicht immer der Fall ist, dann findet eine innige Vermengung von Quarz und Dolomit statt. Die aus dieser Mischung entstandene Gesteinsmasse hebt sich durch ihre hellere Farbe und glasige Beschaffenheit ziemlich scharf vom dunkleren, ursprünglichen Dolomitmaterial ab.

Es erscheint sicher, daß die endogenen Breccien und die oben erwähnten Klüfte schon bestanden haben, als die S. Q. kamen, denn es finden sich S. Q., welche völlig gerade und unzerbrochen durch die brecciösen Partien des Triasdolomits hindurchsetzen.

Der Triasdolomit wurde also zunächst lokal, wie es scheint mit Vorliebe an Stellen, wo die hellen und dunklen Varietäten sich berührten, stark in seinem inneren Gefüge zerrüttet, es bildeten sich hierbei Klüfte und Sprünge und endogene Breccien heraus. Für diese Änderungen können nun folgende mechanischen Kräfte herangezogen werden.

1. Diejenigen, welche die postrhätische Schichtaufrichtung verursachten.
2. Die mechanischen Kräfte bei der Metamorphose *C*.
3. Die großen Überschiebungskräfte.

Die Kräfte, welche die Faltungen verursachten, kommen hier nicht in Betracht, da sie jünger als die Überschiebungen sind.

An den gelockerten Stellen drangen nun später mit Leichtigkeit die Quarzlösungen der S. Q. ein, verkitten das Dolomitzerreibsel und die Breccien zu den geschilderten Quarzdolomitbreccien oder füllten die Risse und Spalten aus. Doch nahmen sie auch eigene Wege im Gestein, da sie aber dabei trotz ihres Lösungsvermögens großen Widerstand zu überwinden hatten, drangen sie nur auf kurze Strecken ein und endeten meistens stumpf oder mit kurzen, fingerförmigen Seitengängen.

Die Hitze der S. Q. kann sehr groß gewesen sein, sie kann viel dazu beigetragen haben, daß der Dolomit noch sukzessive zersprengt wurde und neuen vordringenden Quarzlösungen Platz schuf, aber sie war nicht imstande, den Dolomit etwa zu marmorisieren. Besonders hervorzuheben ist, daß die S. Q. des Triasdolomits ebenso wie die des Quarzphyllits in der Knappenkuchel das charakterische Fahlerz führen (zum Beispiel an der Schoberspitze und in großen Dolomitblöcken des sogenannten Schobergelämmers = Bergsturz südwestlich der südlichen Schoberspitze; ferner am Fuß der Westseite des Hauptmassivs, und zwar östlich von P. 2182, welcher im Grübelkar liegt; dann in den Blöcken vom überschobenen Triasdolomit der „Kahlen Wand“).

3. Petrographie der Kössener Schichten.

Durch die Metamorphose erfuhren die Kössener Schichten gelegentlich eine schwache Umwandlung. Der Ton wurde mehr oder

minder stark serizitisiert. Die S. Q. brachten Quarzadern und Quarzlinsen sowie Verkieselung zustande.

II. Petrographie der Juragesteine.

1. Petrographie der Kieselkalke.

a) Bänderkalke.

An ihrem Aufbaue sind Kalzit, Quarz, Albit, Serizit, Pyrit, Zirkon und Rost beteiligt.

Die dunklen, kalkreichen Lagen setzen sich zusammen vorherrschend aus sehr feinkörnigen, etwas länglich ausgebildeten und parallel struierten Kalzitkörnern, welche nur wenig miteinander verzahnt sind. Mit ihnen verwachsen sind seltenere, unregelmäßig verteilte, rundliche, längliche, eckige und völlig unregelmäßig begrenzte, einschlußreiche und oft mit Mörtelstruktur versehene, feine Quarzkörner, welche auch normal auslöschen. Selten sind mit dem Kalzit zwillingsgestreifte Albite verwachsen.

Die makroskopisch deutlich sichtbaren Serizithäute durchziehen in parallel angeordneten Schuppen und Bändern die Quarzkalzitmasse. Serizitschuppen finden sich auch in den einzelnen Quarzkörnern.

Neben den feinen Kalzitkörnern kommen auch größere, mit gestauchten Zwillingsstreifen und dicht mit organischer Substanz bestaubte Körner vor. Es sind wohl schlechterhaltene Reste von Echinodermen, die nur unter dem Mikroskop wahrnehmbar sind. Sie wurden zum Beispiel gefunden in den Kieselkalken auf der Nordseite des Westgrates des Kleinen Reckners unterhalb des Punktes 2745, also in der Schuppe B_2.

Die Grenze der dunklen Lagen beginnt gegen die helleren quarzreichen, wenn sie scharf ist, meistens mit einem von Rost oder Serizithäuten gebildeten Band, dann folgt eine plötzliche Zunahme des Quarzes und damit eine Abnahme des Kalkes. Bei unscharfer Grenze jedoch findet eine allmähliche Zunahme des Quarzes statt.

Die hellen Lagen besitzen die gleiche Struktur wie die dunklen und enthalten annähernd gleichviel Kalzit und Quarzkörner.

Die Bänderkalke sind ein wenig metamorphes Sedimentgestein, in welchem Kalkbänder mit dünnen Tonlagen abwechselten. Die Kalkbänder waren mehr oder weniger von organogener (?) Kieselsäure oder von klastischen Quarzkörnern durchsetzt.

Bei der Metamorphose *C* wurde der Ton zu Serizithäuten umgewandelt, die amorphe Kieselsäure, soweit sie nicht schon vorher umgelagert war, wurde kristallinisch und etwas Albit und Quarz neu gebildet. Ein Teil des Quarzes und des Albits kann jedoch auch den S. Q. entstammen.

Echinodermenbreccien.

Die den Bänderkalken eingelagerten, makroskopisch schon erkennbaren Echinodermenbreccien zeigen u. d. M. folgendes Bild. Innerhalb großer, zwillingsgestreifter Kalzitkörner, welche ganz

frische oder schon zertrümmerte, ausgebuchtete Quarzkörner und seltener eisenreiche Karbonatrhomboeder enthalten, liegen ziemlich unregelmäßig geformte Kalzitpartien, eben die „Echinodermenreste". Sie heben sich von dem kalkigen Bindemittel durch die dunkle, von Rost und organischer Substanz herrührende Farbe sowie durch sehr feinkörnige Struktur deutlich ab und enthalten auch sekundär beigemengte Quarzkörner aus den S. Q.

Solche Echinodermenreste konnten wie schon erwähnt in Schliffen von Wetzsteinkalken nachgewiesen werden (zum Beispiel am Staffelelsee und am Kleinen Reckner-Westgrat, auf der Nordseite desselben unterhalb P. 2745 in der Schuppe *B*).

b) Wetzsteinkalke.

1. Wetzsteinkalke aus dichten, grünlichen, kalkreichen oder aus bläulichweißgrauen, kalkarmen Marmorlagen und grünlichen Chlorit- und Serizithäuten bestehend.

Die dichten, grünlichen, kalkreichen Lagen dieser Gesteine bestehen aus sehr feinen, miteinander verzahnten, meist undulös auslöschenden, wenn länglich entwickelt, dann nach einer Richtung parallel angeordneten Quarzkörnern. Diese sind mit vielem gleichmäßig verteilten Kalzit vermischt, welcher sich auch lokal anreichert. Solche Anreicherungen zeigen oft schöne Stauchungserscheinungen.

Der grünliche Serizit und Chlorit bildet entweder kleine, parallel angeordnete Schuppen in den einzelnen Quarzkörnern oder die makroskopisch deutlich hervortretenden, seidenglänzenden Bänder und Schnüre, welche die einzelnen Marmorlagen voneinander trennen. Die parallele Anordnung der feinen Serizit und Chloritschuppen in den einzelnen Quarzkörnern ist auf die richtenden Kräfte zurückzuführen, welche während der Metamorphose *C* gewirkt haben.

Besonders in der Nähe der Serizithäute kommen noch braune, ganze oder schon in korrespondierende Stücke zerbrochene Turmalinsäulchen oder Apatitnadeln vor, ferner mehr oder weniger häufig Hämatitschuppen, welch letztere dem Gestein oft einen rötlichen Ton verleihen.

Die kalkarmen oder kalkfreien, bläulichen oder weißgrauen Lagen setzen die echten „Wetzsteine" zusammen, nach welchen der Schichtkomplex zwischen den Bänderkalken und Kieseltonschiefern benannt ist.

Sie enthalten nur wenig Kalzit. Manche Lagen, beispielsweise des Wetzsteinbruches im Lizumtal, gar keinen. Man erblickt dann ein Mosaik von feinen, rundlichen und eckigen Quarzkörnern, welche nur erfüllt sind von schwach grünlich gefärbten Serizit- oder Chloritschuppen. Solche Lagen eignen sich besonders gut für Wetzsteine.

Sie wurden und werden noch von den Einheimischen im „Wetzsteinbruch" gegenüber dem Schutzhaus der Sektion Hall gebrochen.

2. Wetzsteinkalke mit dünnen, hellgefärbten, gröberen, kalkreichen Marmorlagen und mit feinen Kieselschnüren.

Diese Marmorlagen bestehen zumeist aus feinen, ziemlich reinen, oft länglich entwickelten, miteinander verzahnten Kalzitkörnern, welche mit länglichen, eckigen und runden, undulös auslöschenden, serizitführenden Quarzkörnern und seltenen, zwillingsgestreiften, lappigen Albitkörnern verwachsen sind. Daneben kommen gar nicht selten große, zwillingslamellierte, gestauchte Kalzitkörner vor, welche Quarz und Albitkörner enthalten. Diese Kalzitkörner erinnern an die beschriebenen Echinodermenreste der Bänderkalke.

Die Kieselschnüre bestehen aus verzahnten, undulös auslöschenden, unregelmäßig geformten Quarzkörnern, welche reichlich grünliche Serizitschuppen führen.

3. Dichte, dünnschieferige, an Kieselschnüren reiche Wetzsteinkalke, sogenannte „Grenzkalke".

Sie treten an der Grenze der Wetzsteinkalke gegen die Kieseltonschiefer auf und sind ein gleichmäßiges Gemisch von feinem Quarz und Kalzit und zwillingsgestreiften, seltenen Albitkörnern, welches durchzogen wird von den Kieselschnüren, an denen sich Hämatitschuppen anreichern.

Die Quarzkörner sind rundlich oder mit Ausbuchtungen versehen. Die Kalzitkörner besitzen gestauchte Zwillingslamellen.

Die Kieselschnüre bestehen zum Teil aus sehr feinen Quarzkörnern, wie sie die quarzigen Lagen der noch zu beschreibenden Kieseltonschiefer zusammensetzen, ferner aus vielen Albiten und aus undulös auslöschenden und größeren, wahrscheinlich neugebildeten Quarzkörnern.

Die Kieselschnüre werden in vorliegender Arbeit nicht als S. Q., sondern als primäre, jetzt metamorphe, kieselige Lagen der Wetzsteinkalke aufgefaßt, welche den allmählichen Übergang von kalkreicheren Partien zu kieselreicheren andeuten, also von den Wetzsteinkalken zu den Kieseltonschiefern.

Die Albite, welche sie enthalten, sind bei der Metamorphose *C* gebildet worden und entsprechen den Albiten in den quarzigen Lagen der Kieseltonschiefer.

Die grünen Chlorit- und Serizithäute sind mit Hämatit besetzt. Vom Serizit und Chlorit stammt die grünliche, vom Hämatit die rötliche Farbe des Gesteins.

Die in allen Arten der Wetzsteinkalke auftretenden, bald dünneren, bald dickeren chloritischen und serizitischen Lagen, welche die oft pyritreichen, einzelnen Marmorlagen voneinander trennen, beherbergen mit Vorliebe ganze oder bereits schon wieder zerbrochene Turmalinsäulchen, sind stark gefältelt und löschen daher streifig aus. Wie bei den Kieseltonschiefern, Bänderkalken und tonreichen Kössener Kalken stellt sich auch hier eine Art Leiterstruktur der Serizit und Chlorithäute ein.

Ihre Entstehungsgeschichte ist folgende:

Zunächst wurden die den Marmorlagen parallel verlaufenden Serizit- und Chlorithäute zu kleinen Mulden und Sätteln gestaucht

(s. *a* in Fig. 14). Dann wurden die Schiefer von einer Transversalschieferung erfaßt (s. *b* in Fig. 14).

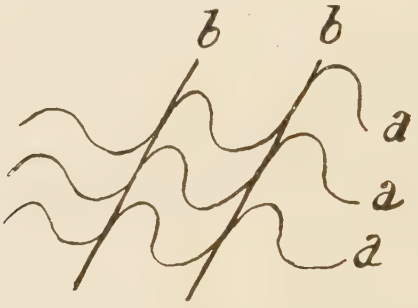
Es fand dabei in den parallelen Ebenen *b* eine Gleitung und Schleifung der Serizitmembrane in der Richtung *b* statt. Auf diese Transversalschieferungen hat Rothpletz[1]) bereits hingewiesen.

Auftreten der sekundären Quarzgänge = S. Q. in den Bänderkalken und Wetzsteinkalken.

Alle Arten der Bänderkalke und Wetzsteinkalke sind von den S. Q. beeinflußt, welche hier Albit, Kalzit, Ankerit und Pyrit und außerdem noch Serizit führen, den sie aus dem bereits metamorphen Nebengestein entnommen haben.

Die S. Q. gehen mit Vorliebe den kalkreichen Partien nach, durchsetzen die Gesteine parallel und schief zu den Schichtflächen und färben an der Stelle ihres Eindringens die Wetzsteinkalke und Bänderkalke weiß.

Fig. 14.



„Leiterstruktur" der Serizithäute bei Kieselkalken.

a = primäre Faltung. — *b* = sekundäre Transversalschieferung.

Im ersten Falle verdrängen sie die feinen Serizit- und Chloritschüppchen, bei den schwarzen Lagen der Bänderkalke hingegen die kohlige, organische Substanz.

Der Quarz der S. Q. zeigt das Bestreben, netzförmige Formen anzunehmen und sich mit dem Kalzit des Nebengesteines zu vermischen und Rhomboeder desselben einzuschließen, Ein solches Verhalten tritt mit Vorliebe in linsenförmigen Quarzkalzitanschwellungen auf und ist besonders makroskopisch gut zu erkennen.

U. d. M. nimmt man noch wahr, daß die mit dem Quarz verwachsenen Karbonatrhomboeder streifig auslöschen, daß der Quarz oft selbst schon wieder in feine lange Stengel zerlegt ist und undulös auslöscht. Die Kataklase des Quarzes hängt wohl mit den Faltungen zusammen, welche nach dem Eindringen der sekundären Quarzgänge noch stattfanden.

[1]) A. Rothpletz, Lit. 23.

2. Petrographie der Konglomerate.

Es läßt sich hauptsächlich die Anwesenheit der S. Q. feststellen. Beschrieben werden hier bloß die weitaus überwiegenden dolomitischen Konglomerate.

U. d. M. sieht man, daß die runden und eckigen Komponenten der dolomitischen Jurakonglomerate aus verzahnten, streifig auslöschenden Dolomitkörnern bestehen, welche bei dunklen Komponenten reich, bei hellen arm an organischer Substanz sind.

Die Komponenten werden oft umschlossen von netzförmigem, aus den S. Q. stammendem Pyrit und von Serizitschuppen führendem Quarz, welcher auch in sie eindringt. Nicht selten füllt auch feinkörniger Dolomitsand die Hohlräume zwischen den einzelnen Komponenten aus.

Auch makroskopisch lassen sich die geschilderten Verhältnisse zum Teil sehr gut erkennen. Am angewitterten Gestein tritt das von den sekundären Gängen gebildete Netzwerk sehr deutlich hervor. Es ist durch verrosteten Pyrit oft stark braun gefärbt, von Löchern durchsiebt und umschließt die Hohlräume, welche früher von dem herausgewitterten Dolomit eingenommen wurden.

An den Jurakonglomeraten kann ebenso wie an dem Kössener und dem Triasdolomit sehr gut studiert werden, daß sie, auch wenn sie keine äußerlich wahrnehmbaren Klüfte besitzen, ganz unvermittelt auftretende Quarzlinsen, Quarzkristalle und Quarzadern aufweisen. Seltener sind Albitkristalle.

Zu Beginn dieses Abschnittes wurde darauf hingewiesen, daß die sekundären Quarzlösungen (S. Q.) dann erst in die mesozoischen Gesteine eindrangen, als diese bereits durch die Metamorphose *C* umgewandelt und durch die der Metamorphose *C* nachfolgenden großen Überschiebungen teilweise miteinander vermischt worden waren.

Dafür spricht, daß die sekundären Quarzgänge bei den mylonitisierten Jurakonglomeraten (cfr. Fig. 13) unzerbrochen und zusammenhängend sowohl die konglomeratischen Partien als auch die tektonisch erworbenen triadischen und jurassischen quarzitischen Komponenten durchsetzen.

Eine Beobachtung scheint mit der eben genannten Auffassung im Widerspruch zu stehen.

Man findet zum Beispiel am Nachbarberg Mießlkopf oder auch an der nördlichen Schoberspitze tonreiche Jurakonglomerate von besonderem Aussehen.

In sehr flatschig entwickeltem Ton liegen linsenförmig ausgewalzte, verquarzte Dolomitkomponenten *a*.

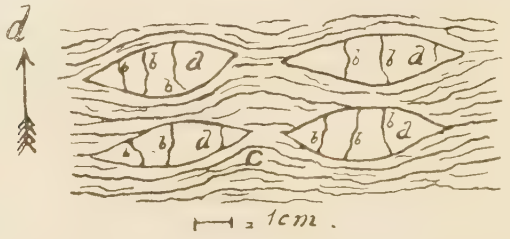
Die Quarzadern der Komponenten = *b* stoßen an den Tonhäuten *c* ab (Fig. 15), (cfr. A. P. Young[1]) sind aber bei allen Dolomitlinsen nahezu gleichgerichtet etwa in der Richtung *d*.

[1]) A. P. Young, Lit. 51, August 1909.

Das Auftreten der gleichgerichteten Quarzadern läßt sich am besten folgendermaßen erklären:

Konglomeratische, aus Dolomitstücken bestehende Lagen, die mit Tonschiefern wechsellagerten, wurden zunächst von feinen sekundären Quarzgängen (S. Q.) in der Richtung = *d* durchsetzt und dann bei den großen Faltungen, die später als die Überschiebungen und die S. Q. erfolgten, mit dem sehr plastischen Ton verknetet. Für die Größe der Kraft, welche bei den Faltungen Ton mit den Dolomitkomponenten mischte, gibt die heutige Lage der Dolomitlinsen in den Tonschiefern einen guten Maßstab ab. Die Dolomitlinsen liegen nämlich alle so, daß auch jetzt noch eine parallele oder nahezu parallele Lage ihrer sekundären Quarzgänge herrscht.

Fig. 15.



In Tonschiefer (*c*) eingepreßte dolomitische Konglomeratkomponenten (*a*) mit parallel struierten Quarzgängen (*b*). (Vom Mießlkopf.)

3. Petrographie der Kieseltonschiefer.

Die meisten Eigenschaften der Wetzsteinkalke kehren bei den Kieseltonschiefern wieder.

Erste Art: Bei ihr wurde makroskopisch unterschieden eine quarzige Lage von grünlicher oder grünlichschwarzer Farbe mit Fettglanz, ferner serizitische oder chloritische Lagen.

U. d. M. sieht man, daß die quarzigen Lagen aus sehr feinen, miteinander verzahnten, oft länglich entwickelten, dann parallel struierten, meist undulös auslöschenden, organogenen(?) Quarzkörnern bestehen, zwischen denen hie und da ein zwillingsgestreiftes Albit oder Apatitkorn oder schwach bräunlich gefärbte Granatkörner liegen. Mitunter treten auch einzelne, durch ihre Größe auffallende, klastische Quarzkörner mit rundlichen oder eckigen Formen auf.

Die feinen Quarzkörner, welche wohl bei der Metamorphose *C* oder schon vor dieser umkristallisierte, amorphe Kieselsäure sind, umschließen ebenso wie die Albite zahllose, nach einer Richtung parallel angeordnete, grünliche Serizit-, Chlorit-, seltener Hämatitschuppen.

Die makroskopisch schon so deutlich hervortretenden Serizit- und Chlorithäute zeigen wieder die von den Wetzsteinkalken her bekannte feine Leiterstruktur. Sie bestehen aus dem gleichen Serizit und Chlorit, wie er in den feinverteilten Quarzkörnern der Kieseltonschiefer und in den Wetzsteinkalken vorkommt. Sie sind

wieder an ganzen, wohlausgebildeten oder schon zerbrochenen Turmalinsäulchen reicher als die benachbarten quarzigen Lagen.

Der grüne Chlorit ist oft mit anormalen, lawendelblauen Interferenzfarben versehen, zumeist mit dem Serizit verwachsen und wohl gemeinsam mit diesem entstanden. Dafür spricht der Umstand, daß er wie der Serizit in parallel struierten Schuppen in den einzelnen Quarzkörnern der quarzigen Lagen auftritt.

Es sei hier hervorgehoben, daß die mechanischen Kräfte, welche die Fältelungen und die Leiterstruktur der Serizithäute hervorbrachten, viel später wirkten als jene, welche in den feinen Quarzkörnern die parallele Anordnung der Glimmer- und Serizitschuppen verursachten.

Die letztgenannten Kräfte waren während der Metamorphose *C* tätig. Die erstgenannten hingegen fanden bereits fertige Serizit- und Chlorithäute vor und konnten wohl diese noch falten und verschieben, nicht aber vermochten sie die parallele Anordnung der feinen Serizit und Chloritschuppen in den einzelnen Quarzkörnern zu ändern, um deren Richtung sich die Faltenzüge der selbständigen Serizithäute nicht im geringsten kümmern.

Zweite Art: Es sind schwarze, schwach rötlich gefärbte, mit hellen grünlichen Hornsteinlagen oder mit Hornsteinlinsen alternierende Lagen.

Die schwarzen Lagen unterscheiden sich nur wenig von den quarzigen Lagen der ersten Art. Sie sind nur reicher an stark verrostetem Hämatit, welcher sich auch zu dichten, parallelen Zügen anhäuft.

Gewisse auffällige Quarznester von rundlicher, aber auch von länglicher Form, deren einschlußfreie Körner viel größer sind als die feinen Quarzkörner, welche die quarzigen Lagen zusammensetzen, mögen von Radiolarien herrühren oder zerdrückte, große klastische Quarzkörner darstellen. Letztere Annahme ist deshalb ebenfalls nicht von der Hand zu weisen, da sich Übergangsstadien zwischen unzerbrochenen, großen, eckigen und runden Quarzkörnern und den erwähnten Nestern vorfinden, so zum Beispiel undulös auslöschende, teilweise oder schon fast ganz zu Nestern zerbrochene Quarzkörner.

Die Hornsteinlagen sind quarzige Lagen, welche nur wenige grünliche Serizit- und Chloritschuppen, Turmalin und Hämatit führen. Auch sie enthalten die genannten rundlichen oder linsenförmigen Quarznester. Die Grenze zwischen den Hornsteinlagen und den quarzigen Lagen des übrigen Schiefers ist entweder scharf oder verschwommen, im ersteren Falle tritt eine rasche, im zweiten eine allmähliche Zunahme des Serizits, Chlorits und Hämatits ein.

Dritte Art: Sie ist durch große Armut oder gänzliches Fehlen der schuppenförmigen Serizit- und Chloriteinschlüsse der Quarzkörner und durch gelegentliches Auftreten von Kalzit gekennzeichnet.

Die roten Lagen werden durch zahlreiche frische und verrostete Hämatitzüge veranlaßt, die schwarzen sind reich an Mangan oder graphitischer Substanz, auch enthalten sie etwas Kalzit, die weißen Lagen sind frei von manganiger und kohliger Substanz, von Hämatit und Rost.

Man hat bei allen drei Lagen, aus welchen sich die dritte Art zusammensetzt, eine feinkörnige Quarzgrundmasse vor sich, mit einzelnen großen, klastischen, eckigen und rundlichen, undulös auslöschenden Quarzkörnern, aber wenig Apatitkörnern, welche meistens einen rötlich gefärbten Kern aufweisen.

In allen drei Arten der Kieseltonschiefer finden sich wieder die S. Q.

Besonders gut lassen sich diese am Gipfelbau des Nederers studieren, ferner im Obertarntal, dann am Westgrat des Kleinen Reckners bei P. 2700 und auf der Südseite des Schober-Mölszuges östlich der Schoberlacke bei P. 2348, wo sie bei den später erfolgten Faltungen teilweise wieder in einzelne Stücke zerbrochen wurden.

Sie setzen parallel und schief zu den Schichtflächen hindurch, mit Vorliebe den Serizithäuten nachgehend, und sind dicht oder drusig ausgebildet. Oft enthalten sie kleine, bereits metamorphe und geschieferte Brocken des Nebengesteins. Die Kristalle der drusig ausgebildeten Gänge (zum Beispiel am Nederer) sind wie in der Knappenkuchel im Quarzphyllit mit grünen Serizit- und Chloritschuppen imprägniert, welche sie aus dem bereits metamorphen Schiefer entnommen haben. Die Annahme, daß die Quarzlösungen erst beim Eindringen in die serizitreichen Kieseltonschiefer den Serizit zu Chlorit umgewandelt und sich mit diesem bereichert haben, ist an und für sich möglich, aber hier kaum zutreffend, da der Chlorit ebenso wie der Serizit bereits parallel struierte Schuppen in den einzelnen feinen Quarzkörnern bildet und er sich ferner überaus häufig an Stellen findet, wo die sekundären Quarzgänge gänzlich fehlen.

Die Untersuchung eines vom Nebengestein losgerissenen Schieferstückes, das im Quarz eines sekundären Ganges schwamm, ergab: das Stück besteht aus der bekannten feinen Quarzgrundmasse mit den bereits parallel struierten Quarzkörnern. Die Serizit- und Chloritschuppen, welche diese enthalten, sind ebenfalls schon parallel angeordnet.

Auch hier gilt wieder: die Schieferung der Kieseltonschiefer und ihre Metamorphose = Metamorphose *C* war bereits völlig abgeschlossen, als die S. Q. sie durchtränkten.

Die S. Q. führen neben den vom Nebengestein aufgenommenen Schieferstücken, den Chlorit- und Serizitschuppen auch noch Pyrite, verrostete Ankerite und, wenn sie in manganreiche Partien eindrangen, auch Mangankarbonate. Wo Fahlerz vorkommt, zum Beispiel auf der Nordseite des Kleinen Recknerwestgrates, unterhalb P. 2645, verrät es sich durch einen feinen Malachitüberzug des Quarzes.

Die S. Q. wurden bei den großen Faltungen nachträglich noch gefaltet, wie man zum Beispiel am Nederer, ferner östlich

des Großen Reckners bei P. 2348, sodann östlich der Schoberlacke in Schuppe *A* sehr gut beobachten kann.

Die ungefalteten S. Q. zeigen u. d. M. folgendes Bild: An der Gangwand treten schmale, lanzettförmige, senkrecht zu den Gangwänden stehende, in der Gangmitte rundlich miteinander verzahnte, frische Quarzkörner auf. Die gefalteten S. Q. hingegen zeigen streifig auslöschende, ganz oder teilweise zerbrochene, aber auch unzerbrochene, miteinander verzahnte, große Quarzkörner. Im Obertarntal bei P. 2740 führen die gefalteten S. Q. auch noch zahlreiche zwillingslamellierte, mit den Quarzkörnern verwachsene, undulös auslöschende und zerbrochene Albite.

4. Petrographie einer Übergangsserie von Tonschiefern zu Kieseltonschiefern.

(Genommen vom nördlichen Teil des Kreuzjöchel-Mießlkopfgrates.)

Man hat zunächst dichten, hellgelben Tonschiefer. U. d. M. zeigt sich nur eine undurchsichtige, tonige Grundmasse mit regellos verteilten klastischen Quarzkörnern mit rundlicher und länglicher Gestalt und feine, nach einer Richtung parallel angeordnete Serizitschuppen.

Dann folgen glänzende, grauschwarze Tonschiefer. Es treten schon die zahlreichen, feinkörnigen, mit Serizitschuppen, Limonit und kohliger Substanz imprägnierten Quarzkörner der Kieseltonschiefer auf, dann wieder einzelne, große, klastische Quarzkörner und selten auch schon ein zwillinggestreiftes, mit den Quarzkörnern verwachsenes, neugebildetes oder zugeführtes Albitkorn. Zwischen diesen Mineralien liegen noch verrostete, eisenreiche Karbonate und einzelne gewundene, parallel angeordnete Serizitstreifen.

Zuletzt erhält man die makroskopisch wie mikroskopisch von den echten Kieseltonschiefern des Nederers nicht mehr unterscheidbare grünviolette Art (1. Art) der Kieseltonschiefer.

5. Petrographie der Quarzserizitschiefer.

a) Ohne Dolomitgerölle.

Es gibt eine dichte, schieferige, serizitarme, weiße, schwach seidenglänzende und eine dichte oder mehr körnige, schieferige, mehr serizitreiche, schmutziggrüngraue Art.

Die erste Art besteht aus feinen, miteinander verzahnten, reinen Quarzkörnern, zwischen denen unregelmäßig verteilte größere, eckige, rundliche oder längliche oder unregelmäßig geformte, klastische Quarzkörner und rundliche Turmalinkörner liegen. Die großen wie kleinen Quarzkörner löschen normal und streifig aus. Zwischen sie ziehen sich sehr dünne und längliche Bänder von schwach grünlich gefärbtem Serizit, welcher dem Gestein manchmal einen leichten grünlichen Ton verleiht. Diese weißen Quarzserizitschiefer werden von den S. Q. durchschnitten. Sehr gut ist dies im Grübelkar bei P. 2268 zu sehen.

Die zweite Art besteht aus quarzigen und serizitischen Lagen, welche alternieren und durcheinandergeknetet sind. Die quarzige Lage setzt sich aus feinen, miteinander verzahnten und mit Serizit- und Chloritschuppen imprägnierten Quarzkörnern zusammen, welche mit seltenerem und unregelmäßig verteiltem Kalzit vermischt sind, der sich lokal zu kleinen Nestern anreichert. Dazwischen liegen größere, isolierte, eckige und rundliche oder längliche, ebenfalls klastische Quarzkörner, welche entweder nur am Rande oder nur in der Mitte oder zur Hälfte, oder schon ganz in kleine Quarzkörner zertrümmert sind. Auf Klüften der nicht ganz zertrümmerten Quarzkörner treten hineingepreßte Serizitschuppen auf. Zwischen allen feinen Quarzkörnern liegen auch noch öfter zwillingsgestreifte, verrostete Karbonate, ferner Pyrite, auch verzahnter zwillingsgestreifter Albit kommt vor, welcher selbst wieder Karbonate einschließt.

Zwischen diesen quarzigen Lagen ziehen nun die dünnen, mit etwas grünem Chlorit verwachsenen, parallelen Serizitbänder hindurch.

Die S. Q. führen hier bei den Serizitschiefern viel Kalzit, er ist mit den Quarzkörnern der Gänge verzahnt, welche bereits wieder zerdrückt sind oder nur streifig auslöschen.

Die Quarzserizitschiefer sind demnach metamorphe, tonführende Quarzsande, deren Ton durch die Metamorphose *C* zu Serizit und Chlorit umgewandelt wurde, deren Quarzkörner gestreckt und ausgewalzt wurden. Nach ihrer Metamorphose wurden sie noch von den S. Q. durchtränkt.

b) Quarzserizitschiefer mit Dolomitgeröllen.

Die weißen jurassischen Quarzserizitschiefer führen an vielen Stellen, so im Klammtal bei P. 2268 und auf der Südseite des Hauptmassivs und im südlichen Lizumtal sowie zwischen der Kahlen Wand und dem Hippold kleinere, bald mehr rundliche, bald mehr eckige Geröllstücke von Kössener oder Triasdolomit, welche silifiziert oder von kleinen Quarzgängen, die in der Masse der quarzitischen Partien ihren Ursprung nehmen, durchsetzt sind. Diese Silifizierung und die kleinen Quarzgänge sind nicht auf die S. Q., sondern auf die Metamorphose *C* zurückzuführen, welche die in den Sanden der Quarzserizitschiefer liegenden aufgearbeiteten Dolomitstücke verkieselt hat. Man kann u. d. M. sehr gut sehen, daß die Quarzgänge, welche die Dolomitstücke durchsetzen, aus der Masse der Quarzserizitschiefer entstehen, daß sie in den Dolomitgeröllen auskeilen und neugebildete Dolomitrhomboeder und unregelmäßige dolomitische Partien umschließen.

6. Petrographie der sandigen regenerierten Dolomite.

Sie sind eine Mischung von feinem Trias- und Kössener Dolomit und von Quarzsand, besitzen eine bläulichgraue, schwärzlichgraue, oft bräunlich anwitternde Oberfläche und werden dicht bis feinkörnig. Sie sind auch etwas schieferig entwickelt (zum Beispiel

am Südgipfel der N. Schoberspitze) und von wenigen feinen Serizitschuppen bedeckt.

Ihre Grundmasse besteht beim dichten Typus aus länglich entwickelten serizitführenden, feinen oder beim feinkörnigen Typus aus größeren, rundlichen, eckigen oder lappigen, oft zerbrochenen und undulös auslöschenden Quarzkörnern. Diese sind vermischt mit gleichmäßig verteilten, einschlußreichen Dolomitkörnern und Dolomitrhomboedern. In dieser Art von Grundmasse liegen noch seltene, mit den Quarzkörnern verzahnte, zwillingsgestreifte Albite. Auch braune Turmaline, ganze oder zerbrochene Säulchen bildend, kommen vor, ferner noch Pyrite, Anatas und viele Serizitschuppen.

Das ganze Gestein ist ein metamorpher, mit Quarzsand und Ton gemischter Dolomitgrus mit neugebildetem Serizit, Albit und Dolomitrhomboedern und mit Strukturänderungen der Quarzkörner.

Die S. Q. wurden in dem nur wenig mächtigen und nur lokal auftretenden Gestein nicht angetroffen.

Charakter der Metamorphose C.

In den vorangehenden Abschnitten wurden die Wirkungen der Metamorphose der mesozoischen Gesteine = der Metamorphose *C* der Tarntaler Berge geschildert.

Es wurden hervorgehoben die Umwandlung des Tones zu Glimmer und Chlorit, die Neubildung von Albit, Granat, Apatit, es wurde Erwähnung getan der mechanischen Kräfte, welche die Metamorphose *C* begleitet haben müssen und welche die Strukturänderungen im Mineralbestande verursacht haben, es wurden genannt die nach der Metamorphose *C* auftretenden sekundären, selbständigen Quarzgänge (S. Q.).

Nunmehr soll die Frage berührt werden: Können wir die nachgewiesene Metamorphose sämtlicher mesozoischen Gesteine als eine Metamorphose der Tiefenstufen oder als eine Dynamometamorphose, hervorgerufen durch orogenetische Prozesse, ansprechen?

Eine Belastungsmetamorphose nach dem Gesetz der Tiefenstufen scheint nicht vorzuliegen, dagegen spricht schon der stark wechselnde Charakter der Metamorphose. Ferner ist bis jetzt der sichere Nachweis nirgends erbracht worden, daß die Tarntaler Berge einst von genügend mächtigen Gesteinsmassen, etwa von großen „Decken" überlagert worden sind. Man wird also für die Hauptursache der Metamorphose der mesozoischen Gesteine die mechanischen Kräften angeben, welche die Überschiebungen mit Faltungen ausgelöst haben.

Aber auch diese Deutung stößt auf große Schwierigkeiten, denn 1. trafen die Überschiebungen in den Tarntaler Bergen bereits metamorphe Gesteine an (cfr. die mechanische Beimengung von schon geschieferten Triasquarzit- oder Juraquarzserizitbrocken bei den Jurakonglomeraten), 2. ist bis jetzt noch nicht der experimentelle Beweis erbracht worden, daß durch solche Gebirgs-

bewegungen, wie sie in den Tarntaler Bergen erfolgten, aus Ton Serizit, Albit, Turmalin und Granaten neu gebildet werden können. Nirgends sind in den nördlichen Kalkalpen, wo doch ganz gewiß ebenso starke und große tektonische Bewegungen erfolgten wie in den Tarntaler Bergen, wo in den Schichten ebensoviel Ton, ebensoviel Gebirgsfeuchtigkeit vorhanden war, jemals authigene Serizite, Turmaline, Albite oder Granatkristalle nachgewiesen worden.

Alle diese Betrachtungen legen den Schluß nahe: Für die Metamorphose der mesozoischen Gesteine der Tarntaler Berge ist vielmehr ein entfernt gelegenes Eruptivgestein, vielleicht ein Granit, verantwortlich zu machen, welches die unbedingt notwendige Hitze und die borhaltigen und Eisenglanz erzeugenden Dämpfe und vielleicht zuletzt die sekundären erzführenden Quarzalbitgänge lieferte.

Die Hitze ist als Hauptursache der Metamorphose *C* anzusehen. Es waren aber vom Beginn der Metamorphose *C* an bis zum Abschluß der großen Faltungen, bei welchen die sekundären Quarzgänge (S. Q.) noch gefaltet wurden, mit zeitweiligen Unterbrechungen tektonische Kräfte in Tätigkeit.

Während der Metamorphose *C* verursachten diese zum Beispiel die parallele Anordnung der neugebildeten Glimmer- und Serizitschuppen in den Quarzkörnern, Streckung und parallele Anordnung der gesteinsbildenden Mineralien, hauptsächlich des Quarzes und Kalzits. Während der Metamorphose *C* wurden die eben neu gebildeten Glimmer und Serizithäute jetzt schon etwas mit den übrigen Mineralien verflochten und gefältelt. Nach der Metamorphose *C* erreichte die Wirksamkeit der tektonischen Kräfte ihren Höhepunkt. Es traten nunmehr die großen Überschiebungen und die Gesteinsvermischungen bei den Jurakonglomeraten und bei den Rauhwacken auf.

Hierauf folgte eine Periode der Ruhe, sie ist gekennzeichnet wahrscheinlich durch erneute Eingriffe des Eruptivgesteins, nämlich durch die sekundären Quarzgänge (S. Q.). Diese sind sicher Produkte heißer Lösungen, besitzen die Fähigkeit, Albit auszukristallisieren und in den bereits bei der Metamorphose *C* fertiggestellten Glaukophanschiefern völlige Umkristallisierung der Glaukophanhornblende hervorzurufen. Die S. Q. zeigen durch die Form ihres Auftretens sowie durch ihre gelegentliche Erzführung ihre Selbständigkeit an. Würden sie zum Beispiel nur flüssiggewordener Quarz aus den sandreichen Sedimenten der mesozoischen und paläozoischen Schichten sein, dann blieben ihre Erzführung unverständlich.

Nach den sekundären Quarzgängen begannen die tektonischen Kräfte noch einmal zu wirken, sie erreichten nicht mehr ganz ihre frühere Intensität, sie verursachten jedoch sehr intensive Faltungen aller Gesteine und ihrer sekundären Quarzgänge.

C. Petrographie der „Serpentinvorkommnisse" der Tarntaler Berge.

Übersichtstabelle der Eruptiva der Tarntaler Berge.

	Feldspatarme Spaltung.	Stammagma.	Feldspatreiche Spaltung.
Muttergesteine	Gabbro biotitreich und hornblendeführend.	Diallagit weitaus vorherrschend, feldspatfrei, biotit- und hornblendeführend.	Diabas biotit- und hornblendefrei.
Umwandlungsprodukte	Serpentin Uralitische Hornblende und Chlorit.	Serpentin des Lagers und der Lagergänge.	Diabas epidotisiert und chloritisiert.

Fig. 16.

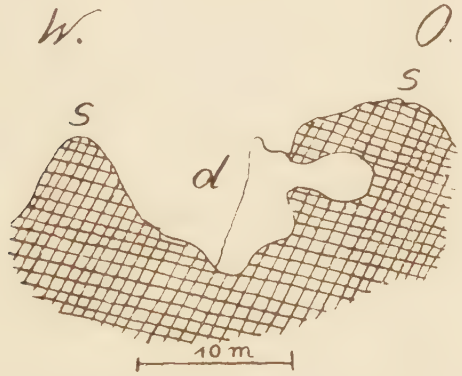


Fig. 16 zeigt das Auftreten von Chloritfels (*d*) im Serpentin (*s*) an der Scharte zwischen dem Großen und dem Kleinen Reckner.

Wer vom Staffelsee zur tiefsten Stelle der Scharte zwischen dem Großen und dem Kleinen Reckner emporsteigt, der findet alle in der Übersichtstabelle angegebenen Gesteine. Aus Serpentin besteht der Große und der Kleine Reckner, aus Chloritfels eine Gesteinslinse mitten im Serpentin an der Scharte zwischen dem Großen und Kleinen Reckner (cfr. Fig. 16).

Mehr oder minder chloritisierte und serpentinisierte Gabbrofundstücke, desgleichen Diabas- und Diallagitstücke trifft man vereinzelt im Schuttkegel südlich und unterhalb des Chloritfelsvorkommnisses an.

I. Petrographie des frischen Diallagits.

Makroskopisch erscheint er rötlichbraun und ist infolge einer teilweisen Serpentinisierung lokal grünlich gefärbt. Im übrigen ist

er sonst frisch. U. d. M. sieht man, daß das Gestein fast ausschließlich aus Diallagen, ferner aus wenig Hornblende und sehr wenig Serpentin und Titanit besteht.

Der Diallag bildet große, rundliche, mit zackigen Rändern versehene Körner, welche streifige Auslöschung und gebogene Spaltrisse besitzen. Die Körner bilden lokal noch zusammenhängende Partien. Manches Diallagkorn ist stellenweise in Serpentin umgewandelt, ein anderes umschließt nicht selten schmale Streifen oder Nester einer sehr charakteristischen rötlichbraunen Hornblende. Bei den tektonischen Bewegungen wurden die oben genannten zusammenhängenden Diallagpartien fast ganz in ein Aggregat von sehr feinen, runden, aber frischen Diallagkörnern zerrieben, zwischen denen hie und da ein noch nicht ganz zermalmtes größeres Diallagkorn liegt. Das feine Pyroxenzerreibsel ist vermischt mit Fragmenten gleichfalls zerstückelter, brauner, charakteristischer Hornblende. Es treten in ihm auch einzelne große, von der Zertrümmerung verschont gebliebene Hornblendekörner, desgleichen kleine Serpentinnester auf. Letztere enthalten oft zahlreiche, beim Serpentinisierungsprozeß neu gebildete Strahlsteinschuppen.

Das Gestein kann als ein sehr wenig serpentinisierter, aber mechanisch stark beeinflußter Diallagit angesprochen werden.

II. Petrographie der gabbroiden Spaltung des Diallagits.

Es ist ein grob- bis gröbstkörniger Diallagfels mit Biotit, Hornblende und wenig Plagioklas.

Makroskopisch erkennt man bis zu 1, ja sogar bis zu 5 *cm* lange, regellos durcheinander gewachsene und geknetete, mit zahllosen feinen, parallelen Spaltrissen versehene Diallage von rötlich bis schwarzbrauner Farbe. Mit diesen sind sehr häufig dicke, verbogene Pakete oder unregelmäßige Aggregate bildende Biotitblätter verwachsen oder verknetet.

Die Biotite sind entweder frisch, dann von brauner Farbe, oder sie sind gebleicht und in Chlorit umgewandelt, dann von hellem grünlichweißen Aussehen. An manchen nicht anstehenden Fundstücken ließ sich deutlich erkennen, wie bereits zu Chlorit umgewandelte Biotitmassen in ein völlig frisches Diallagindividuum hineingepreßt wurden. Die Umwandlung des Biotits zu Chlorit (durch die postvulkanischen Prozesse) war also bereits erfolgt, als die späteren tektonischen Kräfte, welche die Überschiebungen und Faltungen verursachten, die Gesteine noch mechanisch beeinflußten. Manchmal, zum Beispiel in der Scharte zwischen dem Großen und dem Kleinen Reckner, hatte sich der Biotit zu Biotitfels angereichert gehabt, welcher dann beim Serpentinisierungsprozeß zu Chloritfels wurde. Die mikroskopische Untersuchung der gabbroiden Spaltung ergibt, daß außer dem schon makroskopisch sichtbaren Diallag, Biotit und Chlorit noch dreierlei Hornblende, ferner etwas Feldspat, Titansäuremineralien und Serpentin vorhanden sind.

Der Diallag bildet große, meistens frische, oft mit sehr stark verbogenen Spaltrissen versehene Körner mit normaler und streifiger

Auslöschung oder mit beginnender Mörtelstruktur, welche erst bei gekreuzten Nikols deutlich wird.

Die großen Körner sind mit Pflasterstruktur versehen, aus ihrer Zertrümmerung sind sehr oft kleinere Körner mit verzahnter Struktur hervorgegangen. Diese Zerlegung in kleine Körner findet gern zwischen zwei parallellaufenden Spaltrissen statt. Die Hornblende tritt in dreierlei Form auf. Ziemlich häufig ist die stark pleochroitische, charakteristische, primäre, braune, schon mehrmals genannte Hornblende (tief gelblichbraun, wenn die Schwingungsrichtung des Polarisators parallel der Hauptzone und rötlichhellbraun, wenn sie senkrecht zu derselben verläuft). Sie tritt selbständig oder in Verwachsung mit den Diallagkörnern auf. Im ersteren Falle bildet sie rundliche Körner oder unregelmäßig geformte Partien innerhalb der Diallagkörner, welche lokal ebenso wie diese wieder in kleinere Stücke zertrümmert sind. Im zweiten Falle bildet sie schmale, zumeist den Spaltrissen parallel verlaufende Streifen oder mitten im Diallag auftretende, rundliche und unregelmäßig geformte Nester, die teilweise schon wieder in feinschuppigen grünlichen Chlorit umgewandelt wurden.

Mit dieser primären braunen Hornblende verwachsen kommt gar nicht selten eine grüne primäre Hornblende vor mit einem Pleochroismus von bräunlichgrün dann, wenn die Hauptzone parallel der Schwingungsrichtung des Polarisators und gelblichhellbraun, wenn sie senkrecht zu derselben steht. Die grüne Hornblende umsäumt auch manchmal die braune vollständig, beide gehen dann mit Zonarstruktur allmählich ineinander über.

Die dritte Art von Hornblende ist jedenfalls sekundär aus dem Diallag entstanden (uralitische Hornblende), es ist eine lichte, strahlsteinartige Hornblende, welche pallisadenartig aus den Rändern der Diallage hervorwächst und auch mit den Feldspaten und den umgewandelten Biotiten verknetet oder verwachsen vorkommt.

Der sehr selten auftretende Feldspat, ein Oligoklas-Andesin, ist immer stark zertrümmert, doch sind einzelne große, gut-erhaltene Partien mit breiten Zwillingslamellen vorhanden.

Der mit Spaltrissen versehene Glimmer, brauner Biotit, ist zumeist stark gebleicht, dann nicht mehr pleochroitisch, oder er ist unter Abscheidung von Titansäuremineralien bereits ganz in Chlorit umgewandelt.

Die gabbroide Spaltung besitzt wie das Stammagma noch Partien mit ursprünglicher Anordnung der Diallagkörner. Bei den aus Feldspat, frischen und umgewandelten Biotiten, Titansäuremineralien und Strahlstein zusammengesetzten Teilen des Gesteines ist infolge der starken Durcheinanderknetung keine ursprüngliche Mineralanordnung mehr zu erkennen. Man kann das eben beschriebene Gestein einen Gabbro nennen, dessen Diallage noch ziemlich frisch sind, während der Biotit und die Hornblenden schon chloritisiert wurden. Nach der Metamorphose wurde das Gestein mechanisch noch stark beeinflußt.

III. Petrographie der Diabasfazies des Diallagits.

Sie besitzt eine grünliche Oberfläche, wittert dunkelbraun an und weist Klüfte auf, welche Quarz der S. Q. enthalten.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß das Gestein mit den übrigen bereits beschriebenen im Zusammenhang gebracht werden muß und daß es nicht etwa eine selbständige spätere Gangbildung darstellt. Das Gestein setzt sich vorherrschend zusammen aus Feldspat und Epidot, viel weniger häufig ist Chlorit, Titanit und verrostete Magneteisenkörner. Seltener als diese sind Kalzit, Quarz und Rost.

Der Feldspat ist wie bei der gabbroiden Spaltung ein Oligoklas bis Andesin, er ist meistens zerdrückt und verbogen und löscht streifig aus. Die einzelnen zerbrochenen Teile sind gegeneinander verschoben. Er bildet lange, schmale oder breite Leisten mit gutentwickelten, oft sehr zahlreichen Zwillingslamellen oder er setzt mehr rundliche, mit unregelmäßigen Rändern versehene Körner zusammen. Ferner enthält er zahlreiche eingewanderte Chloritschuppen oder wenige, neugebildete Serizitfetzen. Im Dünnschliff läßt sich noch eine schwach angedeutete Richtung auffinden, nach welcher die Mehrzahl der Feldspate etwas parallel angeordnet ist (Wirkung der mechanischen Kräfte, welche nach der Metamorphose *C* auftraten). Aber sehr oft bilden die Feldspate auch von Epidot oder Chlorit, Titanit, Rost und Magneteisen ausgefüllte, dreieckige Interstitien oder sie besitzen eine völlig regellose Anordnung.

Der oft mit Spaltenrissen versehene Epidot tritt in zweierlei Formen auf. Die eine zeigt noch seine Entstehung aus dem Feldspat. Es finden sich gar nicht oder sehr schöne zwillingslamellierte Feldspatleisten, welche bis auf wenige Teile in der Mitte oder an den Enden epidotisiert sind, umgekehrt gibt es wieder solche, von denen nur die Mitte oder nur eine Zwillingslamelle in Epidot umgewandelt ist. Häufig umschließt auch ein Epidotkorn ein noch nicht umgewandeltes, rundes, kleines Feldspatkorn; oder das mittlere Stück eines zwillingslamellierten Feldspates wurde in ein analoges, ebenfalls zwillingslamelliertes Epidotstück umgewandelt.

Die zweite Form des Epidots besteht in langgestreckten oder rundlichen, manchmal sehr unregelmäßig geformten und zwillingslamellierten, selbständig auftretenden Körnern. Diese liegen zwischen den Feldspaten oder den Chloritmassen und reichern sich hie und da zu länglichen gangartigen Partien an.

Der grüne, manchmal etwas strahlig angeordnete Chlorit bildet die Ausfüllungsmasse zwischen den Feldspäten und Epidoten. Er stellt jedenfalls die umgewandelte, einstmals stark zurücktretende Diallaggrundmasse des Gesteines dar. Er füllt auch sekundäre Spalten in den Feldspaten oder in den Epidotindividuen aus. Die feinen grünlichen Häkchen und Schuppen, welche den Feldspäten auf mikroskopisch nicht wahrnehmbaren Spalten sekundär beigemengt wurden, sind bereits erwähnt worden.

In den sekundären Chloritgängen finden sich auch Nester von verzahnten, streifig auslöschenden oder mit Mörtelstruktur ver-

sehenem Quarz. Er ist entweder sekundär aus dem Diabas entstanden oder stammt wahrscheinlicher aus den S. Q. Der Quarz besitzt nicht selten sechsseitige Umrisse, enthält Chloritschuppen und wenig sekundär entstandenen oder durch die S. Q. zugeführten Kalzit.

Der Titanit findet sich meistens mit Leukoxen überzogen vor allem in den sekundären Chloritgängen des Gesteines.

Das oft stark verrostete Magneteisen erscheint in den Chloritgängen und auf den Spalten der Feldspate und Epidote.

Nach Mineralbestand und Struktur muß das beschriebene Gestein zu den Diabasen gestellt werden. Der Diallag ist jetzt ganz zu Chlorit umgewandelt, welcher sekundär auf Spalten in die Feldspate eindrang. Die Feldspate hingegen wurden epidotisiert und etwas serizitisiert. Nach den Umwandlungsprozessen wurde das Diabasgestein noch stark mechanisch beeinflußt, dafür sprechen besonders die zerbrochenen und schwach parallel angeordneten Feldspate. Auch die S. Q. treten in ihm auf.

Fassen wir susammen:

In den Tarntaler Bergen, in der Scharte zwischen den beiden Recknern lassen sich heute noch inmitten von großen Serpentinmassen, einige felsbildende Reste eines Diallagits, Gabbros und Diabases finden.

Durch die postvulkanischen Prozesse, welche der Intrusion der Serpentinmuttergesteine folgten, wurde die Hauptmenge des weitaus vorherrschenden Diallagites zu Serpentin umgewandelt, seine nur wenig mächtig ausgebildete gabbroide Spaltung chloritisiert, serpentinisiert oder uralitisiert. Seine Diabasfaziens epidotisiert und chloritisiert.

IV. Petrographie des serpentinisierten Diallagits (Stammagmas).

(Serpentingesteine mit Mineralresten des Diallagits. Serpentingesteine des Lagers und der Lagergänge.)

Die mächtigen Serpentinkegel des großen und kleinen Reckners in der Schuppe B_2, ferner hauptsächlich die inneren Teile der Lagergänge der Schuppe B_2 und A bestehen aus einem massigen, ziemlich homogenen Serpentin von dichter Beschaffenheit und dunkelgrüner bis schwarzgrüner Farbe.

Er wittert braun oder gelblich braun an und ist zumeist von zahllosen glatten, glänzenden, unregelmäßig verlaufenden Rutschstreifen durchsetzt.

Am Aufbau dieses Serpentingesteines sind folgende Mineralien beteiligt: Weitaus vorherrschend ist das Serpentinmaterial selbst, hierzu kommt viel Chlorit, zahlreich sind Diallage und Erze, wie Magneteisen, Chromeisen und Pyrit, häufig ist Titanit und dessen Zersetzungsprodukt, der Leukoxen, ferner die charakteristische braune Hornblende, desgleichen grüne Hornblende. Sehr zahlreich treten Karbonate (meistens Kalzit, seltener Ma-

gnesit) auf. Auch Epidot findet sich, desgleichen seltene Fetzen von Biotit; Olivin, der nach Rothpletz im Serpentin des Reckners vorkommt, konnte nicht wieder gefunden werden, es ist aber ganz gut möglich, daß er akzessorisch wird. Das Serpentinmineral, der Chlorit, die Erze, nämlich Magneteisen und Pyrit und sehr wahrscheinlich auch das Chromeisen sind sicher Umwandlungsprodukte. Zu den Mineralien des Serpentinmuttergesteins, des Diallagits, welche nur teilweise oder gar nicht verändert wurden, gehört der Biotit, der Diallag und die mit dem Diallag verwachsene, braune, charakteristische Hornblende.

Zugeführt wurde vor allem der größte Teil der Karbonate (Kalzit und noch etwas Epidot). Letzterer kann von den epidotisierten Feldspaten der diabasischen Spaltung abgeleitet werden.

Das Serpentinmineral.

Es steht mit keinem der Resultate, welche die Untersuchung zahlreicher Schliffe geliefert hat, im Widerspruch, wenn man das Serpentinmineral als Chrysotil bezeichnet, welcher in seinen optischen Eigenschaften und in seiner Ausbildungsform mannigfachem Wechsel unterworfen ist.

Das Mineral hat eine Lichtbrechung, welche zwischen 1·57 und 1·55 wechselt, ist meistens gefärbt und besitzt dann einen starken oder schwachen Pleochroismus von bräunlichgelb zu grünlich, letzterer Farbe ist oft ein schwacher bläulicher Ton beigemengt. Varietäten mit kräftigem Pleochroismus sind auch stark licht- und doppelbrechend. Die Interferenzfarben sind nieder und normal. Es treten graublaue, gelbliche und graulichweiße Interferenzfarben der ersten Ordnung auf. Das Mineral ist optisch positiv und hat positiven Charakter der Hauptzone.

Im allgemeinen lassen sich vier Arten seines Auftretens unterscheiden.

Zwei davon sind noch an das Diallagmineral gebunden. Die übrigen liefern selbständige gangförmige Gebilde.

Durch Zersetzung des nicht mit zahlreichen Spaltrissen versehenen Diallag-Individuums, die ganz so erfolgte, wie sie für serpentinisierten Olivin so bezeichnend ist, entstand ein mehr oder minder regelmäßig entwickeltes, meist durch spätere, mechanische Vorgänge stark gestörtes Chysotil-Maschennetz.

Eine typische Masche setzt sich aus je zwei, bald langen, bald kurzen, stark pleochroitischen Quer- und Längsbalken zusammen, welche einen meist farblosen Kern umschließen.

Der einzelne Balken ist bläulichgrün, wenn seine Längserstreckung parallel zur Schwingungsrichtung des *P.* und braungelb, wenn er senkrecht zu derselben steht. Die jeweils parallel laufenden Balken der einzelnen Maschennetze zeigen immer gleichen Pleochroismus und löschen gleichzeitig aus. An den Rändern und in der Mitte der Balken finden sich unregelmäßige Züge von Körnern oder Oktaedern von Magneteisen. Letzteres

bildet auch parallele, blätterartige oder nadelförmige Partien, welche mit dem Serpentin alternieren und senkrecht zu den Wänden der Balken stehen, so daß eine Art Leiterstruktur entsteht.

Der von den vier Balken eingeschlossene Serpentinkern ist zumeist farblos und hat eine geringere Lichtbrechung und eine niedere Doppelbrechung als die Balken. Er löscht streifig aus und besitzt schwarzgraue Interferenzfarben. Er zeigt oft faserige Struktur und ist von Körnern, Trichiten, Globuliten und Oktaedern des Magneteisens reichlich erfüllt oder umsäumt. Auch die Kerne der Serpentin-Maschennetze zeigen gemeinsame Dunkelstellung. Ganz die gleiche Serpentinart, wie sie die eben beschriebenen Maschkerne bildet, kommt schmal, oft linsenförmig ausgebildet in der Mitte der Balken vor. In seinem optischen Verhalten, zum Teil auch in der Ausbildung unterscheidet sich der Serpentin der Maschenkerne in keiner Weise von den später zu beschreibenden Bastiten.

Anormal wird das geschilderte Maschennetz dadurch, daß die Längs- und Querbalken sich nicht mehr berühren, sondern an beiden Enden lanzettförmig sich zuspitzen. Dadurch wird oft die Blätterstruktur eines Antigoritserpentins vorgetäuscht.

Aus den Schliffen ist unmittelbar zu ersehen, daß das Ausgangsmineral für den geschilderten Maschennetzserpentin der Diallag ist.

Man findet nämlich viele Diallagkörner von zahlreichen, stark pleochroitischen, magneteisen-, etwas seltener karbonatführenden Serpentingängen durchzogen, ganz so, wie es bei serpentinisierten Olivinkörnern der Fall ist. Diese Gänge verlassen nun die Diallagkörner, ohne im geringsten ihre Eigenschaften zu ändern und bilden die Balken eines mehr oder minder regelmäßig ausgebildeten Maschennetzes. Nur schließen sie manchmal an Stelle der vorhin beschriebenen, meist farblosen und schwach licht- und doppelbrechenden Serpentinkerne ein noch nicht zu Serpentin umgewandeltes Diallagkorn ein.

Wir können uns nun ein Bild vom Serpentinisierungsvorgang des nicht mit zahllosen Spaltrissen versehenen Diallagindividuums machen:

Das einzelne Diallagindividuum wurde von allen Seiten von den zirkulierenden und zersetzenden postvulkanischen Lösungen angegriffen. Die Lösungen bevorzugten Stellen geringeren Widerstandes, zum Beispiel unregelmäßige Sprünge und Risse. Es entstand so im einzelnen Kristall ein mehr oder minder regelmäßiges Maschennetz, vergleichbar dem Olivinmaschennetz der Olivinserpentine. Auf den Gängen desselben bildet sich unter Abscheidung von Magneteisen das Chrysotilmineral. Der Absatz des Serpentinminerals und des Magneteisens erlag nun besonderen Gesetzen.

Das Erz schlug sich zumeist an den Wänden der Gänge (Balken) nieder, Oktaeder oder unregelmäßige Körner bildend.

Das Serpentinmineral hingegen setzte sich, die Gänge ausfüllend, meistens senkrecht zu den Kluftwänden ab. Man findet nämlich des öfteren eine senkrecht zu den Wänden der

Gänge stehende feine Faserstruktur des Serpentins, ferner lassen parallele, mit dem faserigen Serpentin alternierende Magneteisenblätter, die senkrecht zu den Gangwänden stehen, darauf schließen, daß die ihnen zwischengeschalteten Serpentinpartien ebenfalls senkrecht zu den Gangwänden orientiert sind.

Die Tatsache jedoch, daß stark verästelte und gewundene Gänge ebenfalls gemeinsam auslöschen, kann durch die Annahme, daß das schuppige Serpentinmaterial senkrecht zu den Kluftwänden anschließt, nicht erklärt werden, denn bei einem gewundenen Gang, welcher aus Individuen besteht, die alle senkrecht zu den Gängen aufgewachsen sind, herrscht keine gemeinsame Orientierung, mithin auch keine gemeinsame Auslöschung und kein einheitlicher Pleochroismus.

Man muß hier vielmehr von einer vorherrschenden Richtung sprechen, nach welcher die Individuen gewachsen sind.

Die Ursache zu dieser gemeinsamen Orientierung entstand jedenfalls während der Umwandlung des Diallags zu Serpentin. Vielleicht ist sie in den Druckkräften zu suchen, welche bei dieser Umwandlung auftraten.

Diese Druckkräfte bildeten sich möglicherweise dadurch, daß das wasserhaltige Magnesiumsilikat, der Serpentin, mehr Raum beanspruchte als der Diallag.

Die Druckkräfte entstanden und wirkten so lange, als das Gestein von den zersetzenden Lösungen beeinflußt war und pflanzten sich innerhalb der miteinander in Verbindung stehenden und von den Lösungen erfüllten Gänge fort. Durch Addition der kleinen, bei der Zersetzung je eines Diallagindividuums entstandenen Teildrucke summierte sich ein hinreichend großer Gesamtdruck, welcher die jeweils sich neubildenden blätterigen Serpentinindividuen sofort zwang, sich senkrecht zu der Richtung des herrschenden Gesamtdruckes abzusetzen.

So könnte die Lage des einzelnen Serpentinindividuums durch die Kräfte bestimmt werden, die es bei seiner Entstehung hervorruft und vermittels der zirkulierenden Lösungen den übrigen nahe- und fernliegenden Individuen mitteilt.

Möglich wäre es auch, daß beim Serpentinisierungsprozeß tektonische Kräfte die vorhin gemeinsam geschilderte Orientierung hervorriefen. Doch haben wir für das Vorhandensein solcher Kräfte keine Anhaltspunkte. Daß viel später wirkende Druckkräfte in den bereits völlig fertiggestellten Chrysotilgängen eine gemeinsame Orientierung der Serpentinblätter hervorgerufen haben, ist nicht sehr wahrscheinlich, denn die Mineralien des Nebengesteines der Gänge zeigen nicht die dann notwendigerweise ebenfalls eintretende parallele Anordnung. Mit der Herausbildung des eben geschilderten Chrysotilmaschen- oder Balkennetzes hat das Diallagindividuum des Serpentinmuttergesteines die erste Etappe beim Serpentinisierungsprozeß durchlaufen. Viele Diallage werden

heute im Gestein angetroffen, welche nur diese Etappe mitgemacht haben.

Meist haben jedoch zirkulierende Lösungen, welche den zuerst zersetzenden bald nachfolgten, die von den früheren Gängen verschonten und umsäumten Diallaginseln wieder gemeinsam zu faserigem Serpentin umgewandelt. So entstanden die gemeinsam auslöschenden Serpentinkerne der Netzwerke. Jedoch auch bei dieser zweiten Etappe bleiben noch einzelne Diallagreste innerhalb des Maschennetzes erhalten.

Durch Serpentinisierung des mit zahllosen, sehr feinen, parallelen Spaltrissen versehenen Diallagindividuums, wie es frisch und mikroskopisch und makroskopisch sichtbar den Diallagitfels der Tarntaler Berge bildet, entstanden hier die sogenannten „Bastite".

Es sind dies hier in den Tarntaler Bergen verschieden große, meist mit unscharfen Rändern versehene, etwas prismatisch entwickelte Pseudomorphosen von Serpentin nach Diallag.

Sie bestehen aus schmalen oder breiten, parallelen, geraden oder stark verbogenen, dann streifig, sonst gerade auslöschenden Chrysotilstreifen, welche oft mit parallelen, sehr feinen, unzersetzten Diallagstreifen alternieren.

Die Oberfläche der Serpentinstreifen ist meist schwach grünlich gefärbt mit geringem Pleochroismus. Sie weist jedoch auch zahlreiche Stellen auf, welche die starke Licht- und Doppelbrechung und den kräftigen Pleochroismus des normalen Maschenserpentins besitzen.

Auch das Magneteisen findet sich in ihm; es hat sich zumeist auf den Spaltrissen abgesetzt oder bildet kleine Züge innerhalb der Pseudomorphosen. Diese Bastite sind wirklich Chrysotil, denn erstens entstammen sie wie der Chrysotilmaschenserpentin ebenfalls aus dem Diallag, zweitens erreichen sie dessen Licht- und Doppelbrechung und Pleochroismus, drittens wurden sie bereits von Blaas[1]) auf Grund chemischer Analysen zu den Chrysotilen gestellt. Hervorzuheben ist, daß die zu Serpentin zersetzten einzelnen Spaltlamellen gemeinsame Auslöschung besitzen.

Bis jetzt wurden zwei Etappen des Serpentinisierungsprozesses verfolgt, welche der einfache und der mit Spaltrissen versehene Diallagit bisher durchmachte. Wir gelangen nun zur Schilderung der dritten Etappe.

Vom Maschenserpentin und den Bastiten unterscheidet sich eine dritte Serpentinvarietät hauptsächlich durch die Art des Auftretens und der Ausbildung. Sie kommt nur in sekundären, sich verästelnden Gängen vor, welche das Serpentingestein und die dasselbe zusammensetzenden Mineralkomponenten durchsetzen. Sie konnten nur bis zu einer Maximalstärke von zirka $1-1^1/_2$ *cm* beobachtet werden.

Diese Serpentinart scheint die Gänge zu bilden, welche nach Blaas aus regeneriertem Serpentin („Faserserpentin", „Metaxit"

[1]) J. Blaas, „Über Serpentin und Serpentinschiefer aus dem Brennergebiete". 1894.

oder „Pikrosmin“ bestehen). Makroskopisch fallen sie durch ihre hellgrünen Farben und verrosteten braunen Ränder sowie durch Karbonatführung (Aufbrausen beim Betupfen mit Salzsäure) auf, ferner dadurch, daß sie Stücke von bereits fertiggestelltem Maschenserpentingestein umschließen.

Sie bestehen aus meist farblosem, magneteisenarmem, faserigem Chrysotil, welcher weißgraue Interferenzfarben besitzt und oft senkrecht zu den Kluftgängen abgesondert wurde. Diese Gänge haben oft nachträglich eine starke Stauchung erlitten, so daß eine Art Transversalstruktur sich herausbildete. Es werden nämlich die urpsrünglich mehr oder minder senkrecht zu den Kluftwänden abgesonderten Serpentinfasern gitterförmig von parallelen, wellenförmig gebogenen Faltenzügen durchschnitten (s. Fig. 17).

Fig. 17.

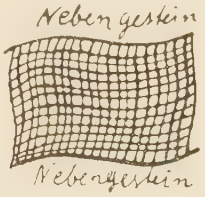


Fig. 17 zeigt die Stauchung eines sekundären Chrysotilganges.

Wo keine solchen sekundären Verbiegungen erfolgt sind, löschen diese sekundären Chrysotilgänge, auch wenn sie vielfach im Gestein sich verästeln, nach den oben angegebenen Gesetzen gemeinsam aus. Sie durchziehen auch die Bastite und den Maschenserpentin und machen auch vor unzersetzten Diallagkörnern nicht halt. Sie setzten sich vielmehr in denselben als ächte, früher beschriebene Maschengänge fort.

Diese Erscheinung zeigt, daß die schwächer licht- und doppelbrechenden sekundären Serpentingänge eine Zersetzung von frischem Diallag hervorrufen konnten und daß sie dann stark licht- und doppelbrechend werden, wenn sie sich im Diallagkorn verweilen. Diese Erscheinung drückt die große Verwandtschaft aus, welche zwischen den genannten sekundären Gängen und dem Maschenserpentin besteht.

Es ist deshalb in dieser Arbeit unterlassen worden, den sekundären, heller gefärbten, weniger pleochroitischen und schwächer licht- und doppelbrechenden Serpentinarten Namen wie „Pikrosmin“ etc. zu geben.

Es konnte bei den Serpentingesteinen der Tarntaler Berge festgestellt werden, daß im allgemeinen jede Serpentinart, deren Entstehung aus einfachen oder mit Spaltrissen versehenen Diallagen in Schliffe unmittelbar studiert werden konnte, eine höhere Licht- und Doppelbrechung und einen kräftigeren Pleochroismus besitzt als die an die sekundären Gänge gebundene Varietät.

Wahrscheinlich ist letztere sowie alle schwach licht- und doppelbrechenden und durch schwachen Pleochroismus ausgezeichneten Serpentinvarietäten, eine eisenärmere Verbindung, welche dadurch entstanden ist, daß Lösungen, welche in den bereits fertiggestellten Serpentin eindrangen, diesen auflösten, ihn zum Teil an Ort und Stelle auskristallisierten oder auf Gängen weiter verfrachteten. Die oben genannte Erscheinung, daß sekundäre Chrysotilgänge, wenn sie in bisher unzersetzten Diallagkörnern verlaufen, pleochroitisch werden, würde dann so zu deuten sein, daß die Gänge sich im Diallag mit Eisen aus dem Diallag wieder bereichern und dadurch stärker licht- und doppelbrechend und stärker pleochroitisch werden.

Das makroskopische Auftreten der sekundären Gänge, welche die letzte, dritte Etappe beim Serpentinisierungsprozeß darstellen, wurde schon genannt, so erübrigt nur noch die makroskopische Beschaffenheit der beiden ersten Serpentinarten (Maschenserpentin und Bastite) zu schildern.

Der Maschennetzserpentin bildet den Hauptbestandteil der splitterigen, dunkel- bis schwarzgrünen, stark verruschelten Serpentinmassen der Tarntaler Berge.

Leicht zu erkennen durch vollkommene Spaltbarkeit, ziemliche Erhaltung einer Kristallform, hellgrüne Farbe und eine stark reflektierende Oberfläche ist der verschieden große, sogenannte „Bastit".

Wenn die Serpentingesteine lange den Unbilden der Witterung ausgesetzt sind, überziehen sie sich mit einer dünnen, gelben oder rotbraunen, vom Eisengehalt herrührenden Schicht. Oft zeigt ein Block mit bereits tiefgehender Verwitterung konzentrische Anordnung der verschieden stark angegriffenen Zonen.

Chloritmineral.

Es läßt sich feststellen, daß es häufiger in den randlichen Partien der Lagergänge als in deren Mitte auftritt, doch bildet es auch im Serpentin, hier häufig allerdings erst durch das Mikroskop wahrnehmbare, seltener durch reichliches Magneteisen schwarz gefärbte, schon makroskopisch auffallende Partien. Es ist grünlich, mitunter pleochroitisch, oft mit dunkelblauen anormalen Interferenzfarben versehen; dann wahrscheinlich Pennin. Auch Klinochlor kommt vor.

Wie mehrere Schliffe zeigen, ist der Chlorit in mehreren Fällen zum Beispiel im Serpentin an der Schoberlacke (in der Schuppe *A*) aus der braunen, charakteristischen primären Hornblende entstanden. Doch soll damit nicht angedeutet sein, daß sämtlicher Chlorit die braune Hornblende zum Ausgangsmaterial hat.

Bezüglich eines Minerals, welches fast immer an Kalzit gebunden zu sein scheint, herrscht Zweifel, ob es den Chloriten oder den eisenarmen Serpentinen zugeteilt werden soll.

Es bildet mit mehr oder minder reichlichem Kalzit feine, sich teilende und durchkreuzende, auch parallele, hellgrüne, beim Betupfen mit Salzsäure aufbrausende Gänge, welche aus den kalzitreichen randlichen Partien der Lagergänge oder des Lagers beim Serptintinisierungsprozeß in die zentralen kalzitärmeren oder kalzitfreien Serpentinmassen eindrangen. Das Mineral hat folgende Eigenschaften: Es ist farblos schwach pleochroitisch (grünlich, wenn die Schwingungsrichtung des Polarisators parallel zu seiner Längserstreckung, bräunlich, wenn sie senkrecht zu ihr steht). Seine Lichtbrechung ist schwankend, im allgemeinen geringer als die des stark pleochroitischen Maschenserpentins, die Interferenzfarben sind nieder und sehr wechselnd: dunkelschwarzgrau, hellgraublau oder weißlichgrau oder hellgelb. Die Auslöschung ist gerade, die Hauptzone positiv, das Mineral selbst optisch positiv. Oft ist das Mineral mit strahlsteinartiger Hornblende verwachsen, viel häufiger bildet es selbständig auftretende Schuppen, diese sind entweder unregelmäßig oder regelmäßig im Kalzit verteilt. Im letzteren Falle schließen je vier Schuppen ein rhomboederförmiges, von Kalzit gebildetes Feld ein. Der spitze Winkel dieses Rhomboeders beträgt zirka 60°. Die Schuppen häufen sich auch zu unregelmäßigen oder strahligen Aggregaten an und können auch senkrecht zu den Längswänden stehen. Sie bilden auch einen Ring, welcher polygonale oder kreisförmige Kalzitpartien umsäumt. Die einzelnen Ringe schließen sich zu einem Maschennetz zusammen, das am angewitterten Handstück besonders deutlich wird, da der Kalzit leichter herauswittert als der in Frage stehende Chlorit oder Serpentin.

Pyroxenmineral.

Das Pyroxenmineral (F. E. Suess: Diallag, Blaas: Ägirin, Akmit, A. P. Young: Salit, in vorliegender Arbeit, Diallag) genannt, bildet nie gut erhaltene Kristalle in den Serpentinmassen, sondern nur große oder kleine, unregelmäßig begrenzte Körner, welche streifige Auslöschung, Kataklasstruktur aufweisen und gar nicht selten schon in ein loses Aggregat von Körnern mit korrespondierenden Umrissen zerdrückt sind.

In den Bastiten bildet es, wie schon erwähnt, parallele, schmale, manchmal auch breitere, mit Serpentinstreifen alternierende Streifen, welche sich deutlich durch die hohen Interferenzfarben vom Serpentin abheben.

Wenn nun die Bastite in den Serpentinmassen der Tarntaler Berge nichts anderes sind als ganz oder teilweise zu Serpentin zersetzte, aus feinen Spaltlamellen bestehende Diallage, dann müssen solche an Spaltrissen reiche Diallage in den noch frischen, unzersetzten Resten der Serpentinmuttergesteine sich auffinden lassen. Dies hält nicht schwer, denn, wie bereits geschildert wurde, weist die gabbroide Spaltung an der Scharte zwischen dem Großen und Kleinen Reckner zahlreiche unzersetzte, mit unzähligen, vollkommen parallelen Spaltrissen nach dem Prisma versehene Diallagindividuen auf,

welche von weniger vollkommenen Spaltrissen nach dem Orthopinakoid durchschnitten werden.

Auch innerhalb der Serpentinmassen ist der Diallag teilweise in strahlsteinartige Hornblende umgewandelt, welche pallisadenartig aus den Rändern der Pyroxenite herauswächst. Manchmal liegen innerhalb von Chloritmassen kleine frische Diallagkörner, so daß es den Anschein hat, als sei der Chlorit aus diesen Körnern hervorgegangen.

Erze.

Von den Erzen ist das häufigste das Magneteisen. Sein Zusammenhang mit dem Serpentinchrysotilmineral wurde schon geschildert. In chloritreichen Partien ließ sich hie und da ein bedeutender Gehalt von Magneteisen feststellen. Das Gestein erreicht dadurch ein ziemlich hohes spezifisches Gewicht. Mit dem Magneteisen ist oft Pyrit zu unregelmäßigen Partien verwachsen und stark verrostet.

Das Chromeisen erscheint in sehr unregelmäßigen, braunschwarzen, an den Rändern etwas braun durchsichtigen Formen. Es liegt zumeist im Maschenserpentin und ist von einem Saum stark pleochroitischen Serpentins umgeben. Es schließt Teile von Bastiten und unregelmäßige Aggregate des Maschenserpentins ein, von dem es auch nach allen Richtungen durchschwärmt wird.

Es scheint wie das Magneteisen und der Pyrit ein Umwandlungsprodukt zu sein. Sollte es hingegen zum ursprünglichen Mineralbestande gehören, dann hat es jedenfalls beim Serpentinisierungsprozeß noch seine Form gewechselt, da es den viel später gebildeten Serpentin umschließt.

Der Pyrit bildet derbe Massen, ist unregelmäßig im Gestein verteilt, makroskopisch gut sichtbar und oft stark verrostet.

Titanit.

Der Titanit findet sich in kleinen Körnern und in größeren Haufwerken überall im Serpentingestein, oft reichert er sich an der Oberfläche der Bastite an und ist gar nicht selten mit Leukoxen überzogen.

Karbonate.

Die Karbonate, zumeist Kalzit, finden sich in den Bastiten und in den Gängen des Maschenserpentins. Im Bastit bilden sie selbständige, den parallelen Diallagstreifen oder Serpentinstreifen parallel laufende Bänder oder sie verdrängen teilweise oder gleich mehrere benachbarte Serpentinstreifen. Häufig kommt der Kalzit in den schon beschriebenen sekundären Serpentingängen vor (Etappe 3!), welche das bereits fertiggestellte Serpentingestein durchsetzten. Hier sind sie immer mit dem schon genannten auffälligen, fraglichen Chloritmineral verbunden.

Amphibolmineral.

Die charakteristische braune Hornblende ist, wie bei der Beschreibung des Chlorits bereits erwähnt wurde, oft chloritisiert und liegt inmitten der Serpentinmassen, manchmal mit grüner Hornblende verwachsen.

Die Strahlsteinhornblende tritt in isolierten, lanzettförmigen Schuppen auf, welche oft zwillingslamelliert sind, oder sie wächst pallisadenartig aus dem Diallag heraus und scheint sonach aus diesem entstanden zu sein. Manchmal ist sie bereits selbst schon wieder chloritisiert oder mit Chlorit verwachsen. Besonders gern tritt sie in den genannten sekundären, chlorit- und kalzitreichen Serpentingängen auf.

Glimmermineral.

Vom Biotit konnte hie und da ein kleines frisches Fetzchen im Serpentin gefunden werden.

Epidot

tritt nur in feinen sekundären Gängen des Serpentingesteines auf. Vielleicht rührt er von den epidotisierten Feldspaten der Diabasfazies des Stammagmas her.

Es gilt nun:

Von den Mineralien, welche den Diallagit und seine Gabbrofazies aufbauen, lassen sich also der Diallag, die braune und grüne Hornblende sowie der Biotit wiederfinden.

Das Serpentinmineral, der Chlorit, die Erze (Magneteisen, Pyrit und Chromeisen) sowie der Titanit und der Leukoxen sind sicher erst beim Serpentinisierungsprozeß entstanden.

Beim Serpentinisierungsprozeß selbst scheint sehr wenig Kalzit gebildet worden zu sein. Wenn die Lagergänge an die Kieselkalke stoßen, sind nämlich immer ihre zentralen Teile kalzitarm, die randlichen Partien hingegen kalzitreich, was nicht der Fall sein könnte, wenn aller Kalzit beim Serpentinisierungsprozeß gebildet worden wäre.

Die Serpentingesteine der Tarntaler Berge, des Lagers sowie der Lagergänge lassen sich also als Umwandlungsprodukte des weitaus vorherrschenden Stammagmas, eines Diallagits auffassen, welcher hie und da die Hornblendemineralien und den Biotit seiner gabbroiden Spaltung führt.

Für die Umwandlung des Diallagits und seiner Spaltungen können drei Ursachen angenommen werden.

1. Seine postvulkanischen Prozesse (thermale Lösungen).
2. Die Metamorphose *C*.
3. Eine mit den Gebirgsbildungen verknüpfte Metamorphose.

In vorliegender Arbeit wird angenommen, daß die Umwandlung durch postvulkanische, thermale Prozesse vor sich ging. Denn:

1. Deutet der ganze Serpentinisierungsprozeß auf zirkulierende Lösungen hin, welche bei der Metamorphose *C* nicht nachgewiesen werden können.

2. Wissen wir, daß mit den Überschiebungen und Faltungen der Tarntaler Berge keine Metamorphose verknüpft war, ferner daß die Umwandlung der Serpentinmuttergesteine schon erfolgt war, als die großen tektonischen Bewegungen einsetzten. Man denke nur an die gewundenen Serpentinbalken, an die Stauchung der sekundären Serpentingänge, der Kalzitstreifen der Bastite, an die Rutschstreifen im Serpentin, an die in frischen Diallagit eingepreßten Chloritmassen, an die Verknetungen bei der gabbroiden Spaltung und an die später zu besprechenden Auswalzungen bei den Serpentinkalzitschiefern und -breccien.

V. Kontakterscheinungen des Diallagits.

I. Exogene Kontakterscheinungen.

Indem die Lagergänge der Schuppe B_2 und A dem obersten Kalkband der Kieseltonschiefer nachgingen, entstanden aus den Jurakalken Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien, ferner Diallagitkalzitschiefer. Der Kalzit der Breccien und der Schiefer wurde dabei marmorisiert.

Später wurden die Diallagitkalzitbreccien und Diallagitkalzitschiefer durch die postvulkanischen Prozesse, welche der Intrusion der Serpentinmuttergesteine nachfolgten, serpentinisiert. (Serpentinisierte Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien und Diallagitkalzitschiefer.)

Es werden der Übersicht halber gleich die Vorgänge geschildert, wie sie sich damals abgespielt haben mögen, als die Diallagitmassen in die hangenden Wetzsteinkalklagen der Schuppe A und B_2 eindrangen:

In der Gangmitte erhielt sich beim Eindringen ein nur wenig mit kalzitischem Nebengestein vermischter Kern. Dieser wird heutzutage durch die kalzitarmen oder kalzitfreien Serpentinmassen gebildet, welche fast immer die Mitte der Lagergänge ausmachen. Diese Serpentinmassen teilen alle Eigenschaften mit den Serpentinmassen des Großen und Kleinen Reckners, also mit denen des Serpentinlagers. Wo die zentralen Diallagitkerne der Gänge die liegenden und hangenden Wetzsteinkalke berührten, lieferten sie durch die Wucht der Intrusion und durch die Hitze marmorisierte Diallagit-Kalzit-Kontaktbreccien.

Gegen die Ränder der Gänge, also gegen die hangenden und liegenden Kieseltonschiefer oder gegen deren Stellvertreter hin, nahm diese Wucht rasch ab, es wurden keine Breccien mehr gebildet. Das Magma drang jedoch noch parallel den Schichtflächen der Wetzsteinkalke, diese aufstauchend, ein. Dabei bildete es marmorisierte Diallagitkalzitschiefer.

An manchen Stellen der Gänge wurden alle Jurakalke zu Kontaktbreccien verarbeitet, so daß es nicht zur Bildung von Diallagitkalzitschiefern kam.

Nach dem Gesagten sollte man heutzutage in den Serpentinlagergängen viele marmorisierte Kalke antreffen. Tatsächlich können feinkörnige und grobkörnige Marmore in Verbindung mit den Serpentinkalzitbreccien und Serpentinkalzitschiefern noch gefunden werden, zum Beispiel auf der Nordseite des unteren Westgrates des Kleinen Reckners, unterhalb Punkt 2645; aber die Marmore sind im allgemeinen selten.

Diese Seltenheit ist begründet durch die Vorgänge, welche nach der Intrusion des Serpentinmuttergesteins noch stattfanden. Nach dieser begannen die zirkulierenden, postvulkanischen Lösungen ihr Werk.

Die Diallagitstücke der Kalzitkontaktbreccien und die feinen Diallagitlagen der Diallagitkalzitschiefer wurden zu Serpentin umgewandelt. Dabei fand eine weitgehende Zerstörung der Marmorstruktur statt und ein inniger Austausch von Kalzit- und Serpentinsubstanz. Es bildeten sich aus aufgelöstem Marmor reine und mit Serpentinsubstanz imprägnierte Kalzitgänge. Diese verkitteten die jetzt serpentinisierten Diallagitbrocken zu Breccien, durchsetzten diese und drangen teilweise auch in die dichten zentralen Serpentinmassen der Lagergänge ein.

Nach diesen Vorgängen halfen die mechanischen Kräfte, welche die Metamorphose *C* begleiteten und die tektonischen Kräfte, welche die Überschiebungen und Faltungen hervorriefen, noch mit, eine beim Serpentinisierungsprozeß lokal noch erhalten gebliebene Marmorstruktur der Serpentinkalzitbreccien und Serpentinkalzitschiefer zu zerstören und die neu entstandenen sekundären Gänge mechanisch zu beeinflussen.

Es fand bei den Kontaktbreccien noch eine innige Verknetung der Serpentinbrocken mit den Kalzitgängen statt und bei den Serpentinkalzitschiefern noch eine Auswalzung der parallelen Serpentin- und Marmorlagen zu Linsen und zu sehr dünnen parallelen Lagen.

Es ist nicht notwendig, daß man bei der Schuppe B_2 die letztgenannte Auswalzung Gesteinsmassen zuschreibt, welche einstmals die Schuppe B_2 überfahren haben. Sie wird auch durch die Zerrungen und Pressungen hinreichend erklärt, welche notwendigerweise in Massen auftreten müssen, welche so überschoben und gefaltet sind wie die Schuppe B_2.

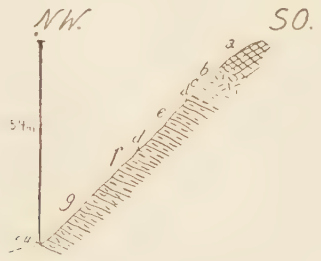
2. Endogene Kontakterscheinungen.

Man trifft am Recknersüdgrat oder auf der Südseite des Kleinen Reckners im Serpentin häufig Stücke von Serpentin-Breccien-Marmor an. Es sind Kieselkalkstücke, vielleicht auch Kössener Kalkstücke, welche vom Magma mitgerissen, von diesen durchtränkt und marmorisiert wurden. Dabei wurden ihre Diallagitsubstanz sowie der sie umgebende Diallagit serpentinisiert. Nachdem der Serpentin des Lagers längst fest geworden war, wirkten auf sie noch die späteren, tektonischen Kräfte ein. Bei den endogen metamorphosierten Serpentin-Breccienmarmoren gibt es zwei Arten.

Erste Art. Es sind hellgrüne, mit Serpentinsubstanz infiltrierte und mit Strahlsteinschuppen und -fasern durchwobene, oft mit glänzenden und kannelierten Rutschstreifen ausgestattete, verbogene Scherben und Flatschen. Infolge ihres großen Kalkgehaltes sind sie mechanisch mehr mitgenommen als die serpentinreichere zweite Art. U. d. M. sieht man sehr langgestreckte, gewalzte Kalzitkörner, welche Zwillingsstreifen besitzen und mit langen, zopfförmig gedrillten Serpentinstreifen oder mit Strahlsteinschuppen alternieren.

Zweite Art. Sie ist vertreten durch feinkörnige, grünlichgraue, sehr harte Serpentin-Breccienmarmore mit einzelnen größeren, dunklen, stark hervortretenden, unregelmäßig geformten, homogenen Serpentinanreicherungen. U. d. M. sieht das Gestein folgendermaßen aus: Man hat eine Grundmasse von oft sehr stark gestauchten Kalzitkörnern. Mit ihr verwachsen sind gleichfalls verbogene, beim Serpentinisierungsprozeß neugebildete Strahlstein-

Fig. 18.



Profil durch die mittlere und untere Partie des Serpentinlagerganges am Westgrat des Kleinen Reckners (Nordseite).

a = dichter Serpentin. — *b* = Serpentinkalzitbreccie. — *c* = Serpentinkalzitschiefer. — *d* = chloritreiche Wetzsteinkalke. — *e* = serizitische, schwärzliche Kieselkalke. — *f* = Kieselschnüre und Serizitquarzit führende Wetzsteinkalke. — *g* = Jurakieseltonschiefer mit gefaltetem Serizitquarzit.

und Chloritschuppen. Der Strahlstein ist zum Teil selbst schon wieder zu Chlorit umgewandelt. Mit ihm sind verwachsen zum Teil zertrümmerte oder noch ganze, frische oder schon teilweise serpentinisierte Diallage. Die Balken des Serpentinmaschennetzes dieser Diallage setzen in der Kalzitgrundmasse fort und zeigen an, daß schon beim Serpentinisierungsprozeß der Pyroxen mit dem Marmor in Berührung stand, daß also nicht erst später durch mechanische Prozesse der Serpentin und der Marmor sich mischten.

Reichlich treten auch Magneteisenkörner, ferner Titanit und Chromeisen auf. Die unregelmäßigen, makroskopisch dunklen und auffallenden Partien stellen lokale Serpentinanreicherungen dar.

Der Kontakt des Diallagits an den Wetzsteinkalken ist sehr gut zu sehen in der Schuppe B_2 im inneren Winkel, welchen der Westgrat des Kleinen Reckners mit den Steilabfällen des P. 2730

bildet. An dem auffallenden, hintersten Sporn (s. geologische Karte) hat man folgendes Profil (s. Fig. 18):

Wir beginnen bei der makroskopischen Beschreibung mit der Mitte des Lagerganges. Das Hangende des Ganges ist ebenso ausgebildet wie sein Liegendes, nur zeigt es sehr oft zugunsten der Serpentinkalzitbreccien und der Serpentinkalzitschiefer eine erhebliche Reduktion, wenn nicht gar eine völlige Resorption der Wetzsteinkalke. An Stellen, wo dies der Fall ist, sind auf der Karte keine Wetzsteinkalke mehr ausgeschieden worden.

a = massiger Serpentin, identisch mit dem bereits geschilderten massigen Serpentingestein des Großen und Kleinen Reckners.

b = war ehemals Kontaktbreccie zwischen Diallagit und Wetzsteinkalken, jetzt ist es mechanisch stark beeinflußte Serpentinkalzitbreccie. Große und kleine, eckige, schwarzgrüne Serpentinbrocken werden umschlungen von Kalzitgängen, welche aus stark verbogenen Kalzitfasern oder großen, wohlausgebildeten Kalzitrhomboedern und dazwischenliegenden Strahlsteinfasern bestehen. Diese Strahlsteinfasern reichern sich manchmal zu technisch nicht verwendbarem Asbest an und sind beim Serpentinisierungsprozeß entstanden. Die Kalzitgänge sind durch feinverteilte Serpentinsubstanz oft grünlich gefärbt oder führen kleine Serpentinbröckelchen. (Austausch von Kalzit- und Serpentinsubstanz beim Serpentinisierungsprozeß!)

Mit der Annäherung an die Serpentinkalzitschiefer = *c* nehmen die grünlichen, eckigen Brocken der Serpentinkalzitbreccien mehr längliche und linsenförmige Gestalt an (Einfluß der mechanischen Kräfte!). Bei den Serpentinkalzitschiefern selbst fallen die dünnen, oft linsenförmig anschwellenden Serpentin- und Chloritlagen, welche mit ebenso gestalteten Kalzitlagen alternieren, sofort ins Auge. Die Kalzitlagen sind weiß, besitzen manchmal noch Marmorstruktur, sind gestaucht oder mit Serpentinsubstanz infiltriert. Die Serpentinlagen sind serpentinisierte, ehemals intrusive Diallagitlagen der Wetzsteinkalke, die nach dem Serpentinisierungsprozeß noch gestreckt, ausgewalzt und geknetet wurden. Gleichzeitig mit dieser Auswalzung erfolgte auch eine geringe Formänderung der Serpentinbrocken der Kontaktbreccien.

Auf die Serpentinkalzitschiefer folgen bräunlichgelbe Wetzsteinkalke *d* mit vielen grünlichen Chlorithäuten. Dann folgen allmählich chloritarme oder chloritfreie, schwärzliche, an „Bänderkalke“ erinnernde, serizitische Jurakalke = *e*, welche wieder von den chloritreichen Kalken *d* abgelöst werden. Dann folgen an Kieselschnüren reiche, die S. Q. enthaltenden „Grenzkalke“ = *f* und schließlich die gefalteten, an S. Q. reichen, violetten Kieseltonschiefer = *g*.

Im Dünnschliffe gleicht *a* und der einzelne Serpentinbrocken von *b* dem vom Reckner beschriebenen massigen Serpentingestein völlig; nur tritt in *b* manchmal reichlicher Strahlstein, Kalk und mehr Chlorit auf, welcher zum Teil aus der braunen charakteristischen Hornblende entstanden ist.

Die Serpentin- oder Chloritlamellen der Serpentin- und Chloritschiefer *c*, welche lokal zu Linsen anschwellen, zeigen streifige Auslöschung, beherbergen viele Schuppen von Strahlstein und Talk und reichliche Magneteisenkörner, die auch makroskopisch manchmal stark hervortreten. Diese sind bezeichnenderweise mehr an den Serpentin der Schiefer als an den Kalzit derselben gebunden.

Die Kalzitlagen der Schiefer bestehen besonders in der Nähe der Serpentinlagen aus gestreckten, stark gestauchten, langen, verzahnten Kalzitstreifen, welche oft selbst schon wieder in kleine Körner zerlegt sind.

Die grünen, chloritreichen Wetzsteinkalke sind den an anderer Stelle beschriebenen (cfr. pag. 256) identisch.

Bei den Kalzitgängen der Serpentinkalzitbreccien sowie bei den Kalzitlagen der Serpentinkalzitschiefer läßt sich unter dem Mikroskop deutlich verfolgen, wie aus ursprünglich großen und kleinen, regelmäßigen Kalzitrhomboedern und Kalzitkörnern der Marmorpartien unter dem Einfluß der mechanischen Kräfte lange Kalzitstreifen sich entwickeln.

Zunächst löscht das einzelne Kalzitkorn oder das Rhomboeder streifig aus, besitzt gebogene Zwillingslamellen und Spaltrisse, dann zeigt sich beginnende Mörtelstruktur, welche erst unter gekreuzten Nikols besser sichtbar wird, schließlich wird es in einzelne runde oder schon längliche Körner zerlegt, welche zuletzt noch in dünne, mit Zwillingslamellen versehene und miteinander verzahnte Streifen ausgewalzt werden.

Serpentin-Kalzit-Breccienstücke, bei denen noch Marmor an Serpentinstücke grenzt, lassen makroskopisch wie mikroskopisch meistens vier Zonen unterscheiden:

1. Zone. Dichter Serpentin mit feinen, sekundären, chlorit-, kalzit- und serpentinführenden Gängen (cfr. pag. 319, 3. Etappe!).

2. Zone. Sie besteht aus grobspatigem Marmor, welcher von Serpentinlösungen durchtränkt ist, die oft viele radialstrahlige Serpentinaggregate geliefert haben.

3. Zone = feinkörniger Marmor.

4. Feinkörniger Marmor, ausgewalzt in lange parallele Kalzitstreifen.

Nach den Untersuchungen von D. Frank Adams und Th. Nicolson[1]) verhält sich Kalzit unter hohem Druck überaus plastisch; so konnten beide Autoren experimentell an Marmoren und Kalken mit ursprünglicher Pflasterstruktur nur durch hohen Druck Kataklase, Streckung der Körner, polysynthetische Zwillingsstreifen, wandernde Auslöschung hervorrufen, also alle bei den Serpentinkalzitbreccien und Serpentinkalzitschiefern der Tarntaler Berge auftretende Erscheinungen der kalzitischen Partien.

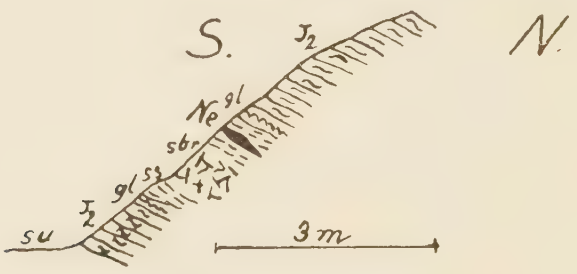
[1]) D. Frank Adams und I. Th. Nicolson, „An experimental Investigation into the flow of marble". Philosophical Transactions of the royal society of London.

Wenn also heute in den Tarntaler Bergen in den Kontaktzonen des Diallagits und der Jurakalke nur wenig Marmore angetroffen werden, so tragen neben den zirkulierenden serpentinisierenden Lösungen auch die nachträglich erfolgten, mechanischen Deformationen der Marmorkörner die Schuld.

VI. Petrographie des Nephrits der Tarntaler Berge.

Das hierhergehörige Profil ist genommen von der Südseite des Punktes 2740, nordöstlich der Schneewächte am Fuße des Großen Reckners (Nordostgrat), also von der Schuppe B_2.

Fig. 19.



Auftreten des „Nephrits“ in den Tarntaler Bergen.

J_2 = Jurakieseltonschiefer. — *gl* = Glaukophanschiefer. — *Ne* = Nephrit. — *ss* = Serpentinkalzitschiefer. — *sbr* = Serpentinkalzitbreccien.

Man hat zu unterst gefältelte, grünliche und violette, mit gefalteten S. Q. versehene Kieseltonschiefer = J_2, welche durch die Metamorphose *C* metamorphosiert wurden. Sie werden zunächst abgelöst durch sehr wenig mächtige, manchmal, wenn viele Serpentinkalzitschiefer vorhanden sind, gar nicht mehr ausgebildete Glaukophanschiefer = *gl*.

Nunmehr folgen in der Mächtigkeit stark wechselnde Serpentinkalzitschiefer = *ss*. Sie sind teilweise talkig und führen viel Magneteisen. Auf ihnen ruht eine feine Serpentinkalzitbreccie = *sbr*. Sie besteht aus kleinen, schwarzgrünen oder grünen Serpentinbrocken. Dann folgt kein dichter Serpentin, wie sonst meistens in den Lagergängen. Das Magma hatte sich hier wohl ganz mit dem Kalzit vermischt und alle Wetzsteinkalke zu Breccien verarbeitet. Auf die feine Serpentinbreccie folgt wieder die eben beschriebene Gesteinsserie, aber in umgekehrter Reihenfolge und mit dem Unterschied, daß die oberen talkigen Serpentinkalzitschiefer bis zu 3 *cm* mächtige schieferige Butzen von Nephrit = *Ne* enthalten. Es sei hier bemerkt, daß bei P. 2740 sich mehrere kleine, parallele Serpentinlagergänge mit dazwischengeschalteten Juragesteinen vorfinden, welche aber auf der Karte in einem einzigen zusammengezogen wurden.

Die mikroskopische Untersuchung der feinen Serpentinkalzitbreccie = *sbr* zeigt:

Ihre Serpentinbrocken bestehen aus scharf hervortretenden, großen, noch gut erhaltenen Mineralindividuen, welche in einer meist undurchsichtigen Art von Grundmasse liegen.

Die Grundmasse besteht soweit erkennbar, aus stark pleochroitischen Chrysotilserpentin, vielen Körnern und Oktaedern von Magneteisen, seltenerem Pyrit und aus zahlreichen, feinen, braunen Schuppen primärer Hornblende und neugebildeten Strahlsteins. Letzterer ist zum Teil selbst schon wieder chloritisiert.

Die in der Grundmasse liegenden, größeren, deutlich hervortretenden Mineralindividuen sind Diallagkörner oder schlecht ausgebildeter Biotit, Hornblendekristalle und Bastitpseudemorphosen.

Die Diallagkörner sind zum Teil noch ganz frisch oder bereits in rundliche oder längliche, an Magneteisen reiche Nester von Maschenserpentin umgewandelt.

Die Hornblende ist die charakteristische, schon mehrfach erwähnte braune. Sie ist auch mit grüner Hornblende verwachsen und zum Teil chloritisiert.

Der Biotit ist zumeist etwas gebleicht. Auch die Titansäuremineralien treten auf.

Die Struktur der eben beschriebenen Serpentinbrocken erinnert manchmal an eine „Tuffstruktur". Die sekundären, makroskopisch deutlich sichtbaren, kalzitreichen Gänge, sind mit den Serpentinstücken verknetet oder verwachsen und enthalten beim Serpentinisierungsprozeß entstandene Talk- und Strahlsteinschuppen oder Serpentininfiltrationen. Die Grundmasse der Serpentinstücke der Breccien scheint ein mechanisches Zerreibsel von Diallagitmineralien zu sein, in welchem noch einzelne gut erhaltene, große Mineralkörner verteilt sind.

Die Serpentinkalzitschiefer *ss* lassen unter dem Mikroskop dieselbe Stauchung erkennen, wie die Serpentinkalzitschiefer am Kleinen Recknerwestgrat. Sie führen auch makroskopisch schon erkennbaren Talk, ferner Strahlsteinschuppen, Magneteisenkörner und zeigen sich dadurch verwandt zu den nephritischen Einlagerungen, welche sie aufweisen.

Die nephritischen Putzen besitzen eine hellgrüne mit schwarzen Flecken (Magneteisen!) versehene Oberfläche und sind infolge des verschieden großen Talkreichtums auch verschieden hart. U. d. M. findet man hauptsächlich ein grob- oder feinfilziges Aggregat von Strahlstein, mit dem die Talkschuppen, Magneteisenkörner und Titanitkörner verwachsen sind. Selten tritt noch ein kleines Nest von Chlorit auf.

Der Nephrit der Tarntaler Berge ist eine Anreicherung von Strahlstein, welcher beim Serpentinisierungsprozeß aus dem Diallag des Muttergesteins, neben dem Talk, Chlorit und Serpentin oder beim Eindringen der S. Q. in den bereits fertiggestellten Serpentin sich bildete und nachträglich mechanisch deformiert wurde.

A. Arzuni (L. 2), A. Dieseldorf (L. 9), K. J. Bogdanowitsch (L. 6), Finlayson A. M. (L. 10), H. Traube[1]) haben bereits die Entstehung von Uralitnephrit nachgewiesen.

Nach G. Steinmann[2]), W. Paulke (L. 18) und O. A. Welter[3]) sollte der Nephrit der Tarntaler Berge auch an Gängen gabbroiden Magmas und an die „rhätische Decke" gebunden sein. Diese Gesetzmäßigkeit kann aber hier nicht vorgefunden werden, denn die Gesteine, in welche das Serpentinmuttergestein der Tarntaler Berge intrudiert ist, sind keine „rhätische Decke", sie transgredieren vielmehr auf „der rhätischen Decke" Steinmanns, nämlich auf den paläozoischen Brennerschiefern.

Sodann werden in den Tarntaler Bergen gerade die gabbroiden Massen noch ziemlich frisch mitten im Serpentin angetroffen, ohne daß sie im geringsten von Nephrit begleitet werden oder in einen solchen umgewandelt sind, wie es die Theorie Steinmanns verlangt. Dazu kommt, daß der Nephrit nur in den an und für sich talk- und strahlsteinreichen Randpartien der Serpentingänge vorkommt, also weit entfernt von der gabbroiden Spaltung. Eher als an eine Ödemmetamorphose könnte man noch daran denken, daß die S. Q. beim Eindringen in den bereits fertiggestellten Serpentin sich mit diesem zu Strahlstein, also zu Nephrit umsetzten.

VII. Petrographie der Glaukophanschiefer.

Man kann die Glaukophanschiefer als Kieseltonschiefer auffassen, welche der Diallagit des Lagers und der Lagergänge vor der Metamorphose *C* umgewandelt hat oder man kann annehmen, daß sie durch die Metamorphose *C* aus einer Mischung von Diallagit- und Kieseltonschiefersubstanz hervorgegangen sind. Letztere Annahme wird hier hervortreten. Im Profil bei P. 2740 sind sie nur wenig mächtig, feinkörnig bis dicht, blaugrau, schieferig und sehr hart.

Das Mikroskop zeigt, daß an ihrem Aufbau beteiligt sind: vorherrschend Quarz und Glaukophan, etwas Albit und gemeine grüne Hornblende und Biotit, ferner häufig Pyrite und Titanite, seltener etwas Hämatit und Epidot.

Der Quarz bildet eine Art Grundmasse, in welcher die übrigen Mineralien liegen. Er tritt in der Form von feinen oder rundlichen

[1]) H. Traube, „Über den Nephrit von Jordansmühl in Schlesien". N. Jahrb. f. Min., 1885, B.-B. 3, pag. 412, ferner ebenda 1885, I, pag. 239, 1885, II, pag. 91.

[2]) G. Steinmann, Sitzungsbericht d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde 1908. „Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose." Es wird angenommen, daß Nephrit nur dort vorkommt, wo in Peridotitgesteinen Diopsit- und Websteritgänge aufsitzen. Die Peridotite werden serpentinisiert. Durch die Druckkräfte, welche bei der Umwandlung der wasserfreien Silikate in die wasserhaltigen stattfindet, werden die Gänge gabbroiden Magmas zu Nephrit umgewandelt. Ödem- und Schwellungsmetamorphose!

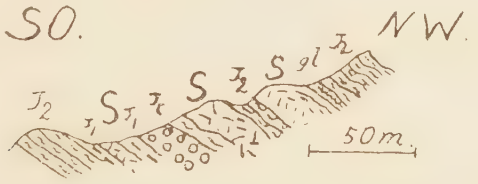
[3]) O. A. Welter, „Über anstehenden Nephrit in den Alpen". Verh. d. Naturw. Ver. Karlsruhe, 23. Bd., 1910. — Bericht über neuere Nephritarbeiten. Sonderabdruck aus „Geol. Rundschau", Bd. II, Heft 2, 1911.

oder langgestreckten, im letzteren Falle meistens parallel struierten Körnern mit verzahnter Struktur und streifiger Auslöschung auf. Mit dem Quarz verzahnt kommen kleine lamellierte Albitkörner vor. Indem nun parallele, schmale, oft anschwellende Blätter von Glaukophanhornblende einzelne Quarzlagen voneinander trennen, entsteht die schiefrige Struktur der Gesteine.

Die Glaukophanbänder sind oft unterbrochen und an solchen Stellen sind die Enden der Bänder büschelförmig ausgebildet. Auch in den Quarzlagen selbst treten solche Büschel unregelmäßig und parallel orientierter Natronhornblende-Individuen auf.

Die Glaukophanhornblende besitzt einen starken Dichroismus $c > a > b$, wobei Richtung c tief violett, Richtung a tief blaugrün und Richtung b hellgelb bedeutet. Die eben genannten Farbtöne erblassen allmählich, wenn das Mineral sehr dünn geschliffen ist, daher ist manchmal schwer zu sagen, ob die sehr fein parallel angeordneten Häkchen und Schuppen in den Quarzkörnern der quarzigen Lagen ebenfalls Glaukophanhornblende oder einfache, grüne Hornblende sind.

Fig. 20.



Auftreten des Serpentinlagerganges östlich des Gipfels der Geierspitze.
J_2 = Jurakieseltonschiefer. — gl = Glaukophanschiefer. — J_1 = Jurakieselkalke.
S = Serpentinkalzitschiefer und Breccien.

Die Interferenzfarben der Glaukophanhornblende sind anormal, es herrschen grünblaue, braune und gelbbraune Töne. Die Auslöschungsschiefe beträgt ca. 6°. Der Biotit kommt in selbständigen Schuppen oder mit der Glaukophanhornblende verwachsen vor. Titanit ist in der Form von Insekteneiern unregelmäßig im Gestein verstreut. Der Pyrit bildet makroskopisch deutlich hervortretende, große Würfel, welche oft von langgestreckten Quarzkörnern umsäumt werden. Der Epidot ist selten und manchmal von Orthit umsäumt.

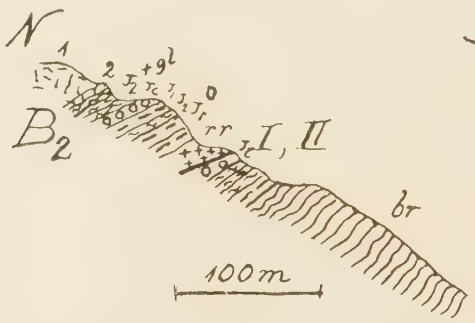
Am P. 2718 südwestlich von P. 2740 werden die Glaukophanschiefer, welche hier im Kontakt mit dem Diallagitlager des Großen Reckners entstanden sind, 1—2 m mächtig.

In der flachen orographischen Mulde, welche östlich vom Geierspitzgipfel herabzieht, sind die Quarzkörner der Glaukophanschiefer bedeutend gröber entwickelt als bei P. 2740. Man hat etwa in der Mitte der Mulde obiges Profil, welches die Teilung des Serpentinlagerganges und sein Eindringen in die Jurakieseltonschiefer deutlich zeigt (cfr. Fig. 20).

Die Glaukophanschiefer sind auch da entwickelt, wo das Serpentinmuttergestein sich mit den faziellen Vertretern der Kieseltonschiefer, mit stark tonigen Quarzserizitschiefern (cfr. pag. 275) mischte. Dies zeigt deutlich das Profil am Südgrat der Geierspitze (Fig. 21). Hier werden die Glaukophanschiefer etwa 1—2 *m* mächtig.

Auf Sanders[1]) Profil vom Geierspitzsüdgrat werden die Glaukophangesteine hier wie auch an anderen Stellen nicht genannt. Dagegen wird angegeben, daß an die Ophikalzitschiefer = Serpentinkalzitschiefer unmittelbar der „Quarzphyllit I" angrenzt. Der Verfasser konnte am Geierspitzsüdgrat kein Gestein finden, welches dem Quarzphyllit I Sanders = dem Quarzphyllit der Knappenkuchel gleicht.

Fig. 21.



Profil vom Südgrat der Geierspitze.

Das Südende der Schuppe B_2 liegt auf den Juragesteinen des basalen Vorlandes.

1 = Serpentin und Serpentinkalzitbreccie. — 2 = Serpentinkalzitschiefer. $J_2 + gl$ = Glaukophanschiefer + Quarzserizitschiefer. — J_2 = Kieseltonschiefer. — Jc = Jurakonglomerate. — J_1 = Kieselkalke. — rr = Raibler (?) Rauhwacke. — br = Brennerschiefer. — B_2 = Schuppe B_2.

I und II = gemeinsame Überschiebungsfläche der Schuppe A und der Schuppe B_2.

Die am genannten Grat auftretenden Glaukophanschiefer, Kieseltonschiefer oder Quarzserizitschiefer sehen sowohl makroskopisch wie mikroskopisch ganz anders aus als der Quarzphyllit I Sanders. Auf der geologischen Karte sind alle jene Stellen, wo die Glaukophanschiefer nachgewiesen wurden, mit der Farbe der Tonkieselschiefer und einer eigenen schwarzen Punktierung versehen. Nicht eigens ausgeschieden wurden als Glaukophangesteine Glaukophan-Epidot-Kalzitschiefer, welche in den Serpentinkalzitschiefern des Geierspitzplateaus (P. 2858) gefunden wurden.

Diese bestehen aus parallelen, kalkigen, gestauchten Lagen, welche mit Lagen von vielen Epidot und Glaukophanhorn-

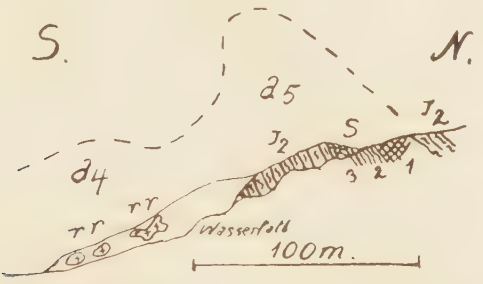
[1]) B. Sander, „Geologische Studien am Tauernwestende", pag. 31, Denkschr d. K. A. d. W., Sonderabhandlung LXXXII., 1911.

blende und etwas grünem Chlorit alternieren, Da sie vielen Hämatit enthalten, sind sie oft stark rötlich gefärbt.

An der „Schoberlacke“ (östlich der Scharte zwischen nördlicher und südlicher Schoberspitze) treten im westlichen der beiden tieferen Bachgräben ebenfalls glaukophanhaltige Kalzitsteine auf innerhalb einer Gesteinsserie, welche folgendes Profil liefert und vor der Intrusion des Lagerganges aus Kieseltonschiefern mit der obersten Kieselkalklage bestanden hat (cfr. Figur 22).

Im Norden beginnend hat man zunächst wenige Meter mächtigen, dunkel schwarzgrünen, dichten, massigen Serpentin mit und ohne Chrysotiladern und arm oder frei von Kalzitgängen, nämlich Serpentin 1 in Fig. 22.

Fig. 22.



Der gefaltete Serpentinlagergang an der Schoberlacke. (Mittleres Vorkommen.)

1 = dichter Serpentin. — 2 = Serpentin- und Chloritkalzitschiefer (glaukophanhornblendeführend). — 3 = Serpentinkalzitbreccien.

Am Wasserfall wurden nicht anstehende Glaukophanschiefer gefunden.

S = Serpentingesteine. — J_2 = Kieseltonschiefer. — rr = Raibler(?) Rauhwacken.

Das Miskrokop zeigt, daß er neben vorherrschendem Maschenserpentin noch die braune, zum Teil chloritisierte Hornblende führt, ferner kalzitführende oder -freie Bastite und frische Diallagkörner. Auch das Chromeisen und Magneteisen, der Pyrit und Titanit finden sich vor. Das Gestein gleicht ganz dem dichten Serpentin des Großen Reckners und den zentralen Teilen der Lagergänge der Schuppe B_2. Manchmal ist das Serpentinmaschennetz mit Kalzit verwachsen, der Kern des Maschennetzes besteht dann oft aus Kalzit und Talkschuppen. Der Chlorit bildet mit dem Serpentin auch zusammenhängende Partien, welche von Talk und strahlsteinführenden Kalzitgängen getrennt werden.

Der dichte Serpentin geht gegen Süden über in eine wechselvolle Serie stark gefalteter, schwarzgrauer, mit hellgrünen Flecken versehener, dünn lamellierter, kalzitfreier oder kalzitarmer Chloritschiefer = 2.

Unter dem Mikroskop sieht man bei diesen gewundene, streifig auslöschende, durch anormale blaue Interferenzfarben ausgezeichnete Chloritzüge, welche mit viel Talk und Strahlsteinschuppen

verbunden sind; die letztgenannten Mineralien häufen sich auch zu selbständigen Zügen an.

Die Chloritschiefer = 2 enthalten lokal Glaukophanhornblende. Sie sind dann nicht nur von schwarzgrüner, sondern auch von blaugrauer Farbe, daneben kalzit- und hämatitreich, aus letzterem Grunde oft auch rötlich gefärbt. Der Kalzit bildet weiße oder rötliche, stark geknetete Adern oder Linsen. U. d. M. sieht man gestauchte Kalzitgänge und Linsen, dazwischen Glaukophan enthaltende Kalzitzüge mit Magneteisen und Rost.

An die Glaukophanchloritschiefer schließen sich wenig mächtige, schwarzgrüne, an Talk und Strahlstein reiche, kalzitarme und magneteisenreiche Chloritschiefer an.

Bei den nunmehr folgenden Chloritschiefern nimmt der Talk wieder etwas ab, der Kalzit dafür zu. Die ursprünglich senkrecht zu den Wänden der Gänge stehenden Kalzitfasern oder die grobspatigen Körner, welche die Gänge und Linsen ausfüllen, sind bei den tektonischen Vorgängen zumeist sehr stark gestaucht worden.

Zum Schluß gelangt man in die normalen violetten und grünen Kieseltonschiefer mit Albiten, Turmalinen, Apatit, Chlorit, Hämatit und mit S. Q.

Daß jedoch auch hier die Tonkieselschiefer teilweise als Glaukophanschiefern ausgebildet wurden, beweist ein kleiner Block von Glaukophanschiefer, welcher am ersten Wasserfall (s. Figur 22) gefunden wurde.

An ihm sind makroskopisch grobkörnige, weißliche Quarzlagen zu erkennen, welche mit dünnen, schwarzblauen oder hellgrünen, glimmerigen Lagen alternieren. Der blaue Ton derselben rührt von der Glaukophanhornblende, der grünliche vom Serizit und Chlorit her. Alle drei Mineralien können miteinander verwachsen vorkommen. U. d. M. sieht man ferner, daß einzelne größere Titanitkörner bei den tektonischen Vorgängen in schmale Linsen ausgerenkt wurden. Sonst haben diese Glaukophanschiefer die Beschaffenheit der bereits beschriebenen.

VIII. Alter der Intrusion der Serpentinmuttergesteine.

Da der Diallagit Kontakt an den Kieselkalken hervorgerufen hat, so muß seine Intrusion postjurassisch sein.

Wir wissen ferner, daß seine Umwandlung zu Serpentin sowie die seiner Spaltungen bereits vollendet war, als die Metamorphose *C* und die großen, nach der Metamorphose *C* erfolgten, tektonischen Bewegungen tätig waren, welche die starken mechanischen Veränderungen an den bereits vorhandenen Serpentinkalzitschiefern und Serpentinkalzitkontaktbreccien und an den Serpentinmassen hervorgerufen haben.

Wenn man nun annimmt, daß die großen tektonischen Bewegungen der Tarntaler Berge mit den großen tertiären Alpenbewegungen zusammenfallen, dann fällt die Intrusion der Serpentinmuttergesteine in die Zeit zwischen Ablagerung der Kieseltonschiefer (der jüngsten in den Tarntaler Bergen nachgewiesenen Sedimente) und dem Be-

ginn der Metamorphose *C*, die älter ist als die Überschiebungen und Faltungen.

S. Q. in den Glaukophanschiefern.

Ganz besondere Achtung verdient das Auftreten der S. Q. in den Glaukophanschiefern zum Beispiel nordöstlich des Großen Reckners, östlich der Geierspitze und an der Schoberlacke. Besonders am östlichen Auslauf der schon erwähnten flachen orographischen Mulde östlich des Geierspitzgipfels (P. 2858) sieht man makroskopisch sehr gut, wie nachträglich stark gefaltete, mehrere Zentimeter starke, dicht und drusig ausgebildete, Albit und Karbonate führende S. Q. die bereits metamorphosierten Kieseltonschiefer und Glaukophanschiefer quer und parallel zu den Schichtflächen durchsetzen.

Die S. Q. haben in den Kieseltonschiefern, ebenso wie in der Knappenkuchel in den Quarzphylliten sich mit grünem Chlorit, in den Glaukophanschiefern hingegen mit dunkelblauer Glaukophanhornblende bereichert und diese wieder abgesetzt und auskristallisiert.

Diese resorbierte Glaukophanhornblende bildet makroskopisch gern rundliche, in sekundären Quarzen schwimmende Knoten.

U. d. M. zeigt ein durch die Glaukophanschiefer hindurchsetzender Quarzgang folgendes Bild. Die großen, unregelmäßig geformten Quarzkörner der Gänge heben sich scharf ab von den sehr kleinen, etwas langgestreckten und parallel angeordneten Quarzkörnern der quarzigen Lagen der Glaukophanschiefer. Die Körner sind miteinander und mit großen zwillingslamellierten Albiten verzahnt und löschen wie diese streifig aus und sind in einzelne kleine Körner zertrümmert. Sie enthalten auch netzförmige Partien oder gut ausgebildete Rhomboeder von Kalzit und radialstrahlige und büschelförmige Aggregate von resorbierter und wieder auskristallisierter Glaukophan- und gewöhnlicher grüner Hornblende. Der Kalzit bildet auch oft schmale Gänge zwischen den einzelnen Quarzkörnern. Auch der Albit umschließt Hornblendeindividuen.

Wo der sekundäre Quarz-Albit-Kalzitgang an das Glaukophangestein unmittelbar anstößt, wächst die den Gesteinsschichten sonst parallel angeordnete Hornblende büschelförmig in die Gänge hinein.

Es zeigt sich also auch bei den Glaukophanschiefern, daß die S. Q. jünger sind als die Metamorphose *C*, welche die Glaukophanschiefer hervorgebracht hat. Die S. Q. haben aus den Glaukophanschiefern die schon fertiggestellte Glaukophanhornblende ebenso wie aus den normalen Kieseltonschiefern den Chlorit und Serizit resorbiert und wieder ausgeschieden.

S. Q. in den Serpentingesteinen.

Bei der Schilderung des Nephrits wurde bereits hervorgehoben, daß möglicherweise die auffällige Strahlstein-

anreicherung in den Randzonen der Lagergänge und in den sekundären Gängen der Breccien und den dichten Serpentinmassen (drei Etappen!) von S. Q. herrühren könnte, welche einen Umsatz des Serpentins zu Strahlstein bewirkt haben. Daß in der Diabasfazies des Diallagits S. Q. auftreten, wurde schon früher erwähnt.

Gesamtübersicht.

Die ältesten Gesteine der Tarntaler Berge sind paläozoische Kalkphyllite (Brennerschiefer) und Quarzphylite, welche hie und da dolomitische Einlagerungen enthalten, die beim Quarzphyllit „Eisendolomit" genannt werden.

Die Sedimente des Quarzphyllits müssen auf den Sedimenten des Brennerschiefers zum Absatze gekommen sein, sofern man nicht annehmen wollte, daß durch bedeutende vortriadische, tektonische Bewegungen eine Inversion des Brennerschiefers und Quarzphyllits stattgefunden hat, wofür aber keine Anhaltspunkte gefunden wurden.

Die Sedimente der Brennerschiefer und Quarzphyllite sind durch Wechsellagerung und allmähliche Übergänge untrennbar miteinander verknüpft und wurden in vortriadischer Zeit von einer gemeinsamen Metamorphose = Metamorphose *A* in d. V. A. erfaßt und (dabei?) schon gefaltet.

Auf den metamorphen, gefalteten und stark erodierten Kalkphylliten und Quarzphylliten lagerte zur Zeit der oberen Trias ein transgredierendes Meer zunächst küstennahe Sedimente, nämlich Quarzsande, tonige Kalke, tonige Dolomite und Rauhwacken diskordant und konkordant ab. Alle diese Gesteine vertreten möglicherweise die Raibler Schichten.

Das Triasmeer wurde später lokal tiefer und ruhiger und bildete dann den tonfreien, mächtigen, ziemlich homogenen Triasdolomit. Dann aber wurde das Meer wieder etwas flacher, ohne daß es die Fähigkeit verlor, eine typische Kössener Fauna zu beherbergen. Zur Zeit derselben wurden Kalke, Mergel, Tonschiefer, Dolomite und dolomitische Kalke abgelagert. Hierauf erfolgte eine Trockenlegung des seichten rhätischen Meeres. Es trat eine Festlandsperiode mit teilweiser Aufrichtung der bisher gebildeten Schichten ein, bis ein flaches Jurameer heranrückte, das mit dem Festland um die Herrschaft stritt.

Nur langsam und unter starker Aufarbeitung des gefalteten Triasuntergrundes überflutete es das junge Festland. Doch wurde es nie Tiefsee. Alle seine Sedimente tragen den Charakter festlandnaher Bildungen.

Die hangendsten Schichten der Juragesteine zeigen noch an, daß kurz vor dem Verschwinden des Jurameeres dasselbe im allgemeinen noch etwas tiefer geworden war. Dann aber geben uns weder marine noch terrigene Sedimente irgendwelche Anhaltspunkte dafür, wie lange noch das Jurameer fortgedauert hat, ob ein

Kreidemeer an seine Stelle trat oder ob sich gleich ein Festland aus ihm heraushob oder ob noch ein Tertiärmeer vorhanden war, dessen Ablagerungen ebenso wie die möglicherweise vorhandenen Kreideablagerungen gänzlich erodiert sein müßten.

Wir wissen nur, daß nach der Ablagerung der Juraschichten ein Diallagit bis in die obersten Niveaus der damals noch nicht metamorphen, mesozoischen Gesteine, diese teilweise metamorphosierend, eindrang, wir müssen schließen, daß er beim Passieren der schon metamorphen Brennerschiefer und Quarzphyllite dieselben ebenfalls veränderte.

Seine Kontakterscheinungen an jurassischen Kieselkalken sind heute noch sichtbar. Durch die postvulkanischen Prozesse wurde nun der Diallagit zu Serpentin, seine Gabbrofazies zu Serpentin und Chloritfels, seine Diabasfazies zu epidotisiertem und chloritisiertem Diabas umgewandelt. Die Kontakterscheinungen des Diallagits werden in d. v. A. Metamorphose *B* genannt.

Wir müssen nun annehmen, daß nach den eben geschilderten Vorgängen in der Nähe der Tarntaler Berge ein Eruptivgestein emporgestiegen sein muß, und daß dieses alle noch nicht metamorphen mesozoischen Sedimente der Tarntaler Berge mehr oder minder umwandelte und daß diese Umwandlung von nicht sehr bedeutenden mechanischen Kräften begleitet war. Nach dieser Metamorphose, welche ich Metamorphose *C* heiße, kamen die Überschiebungen und damit die Bildung der Schuppen zustande.

Dabei wurden bereits metamorphe Gesteine, Raibler (?) Rauhwacken, Quarzite und Kalke, sodann jurassische Quarzserizitschiefer, Konglomerate und Tonschiefer miteinander verknetet oder vermischt, mylonitisiert.

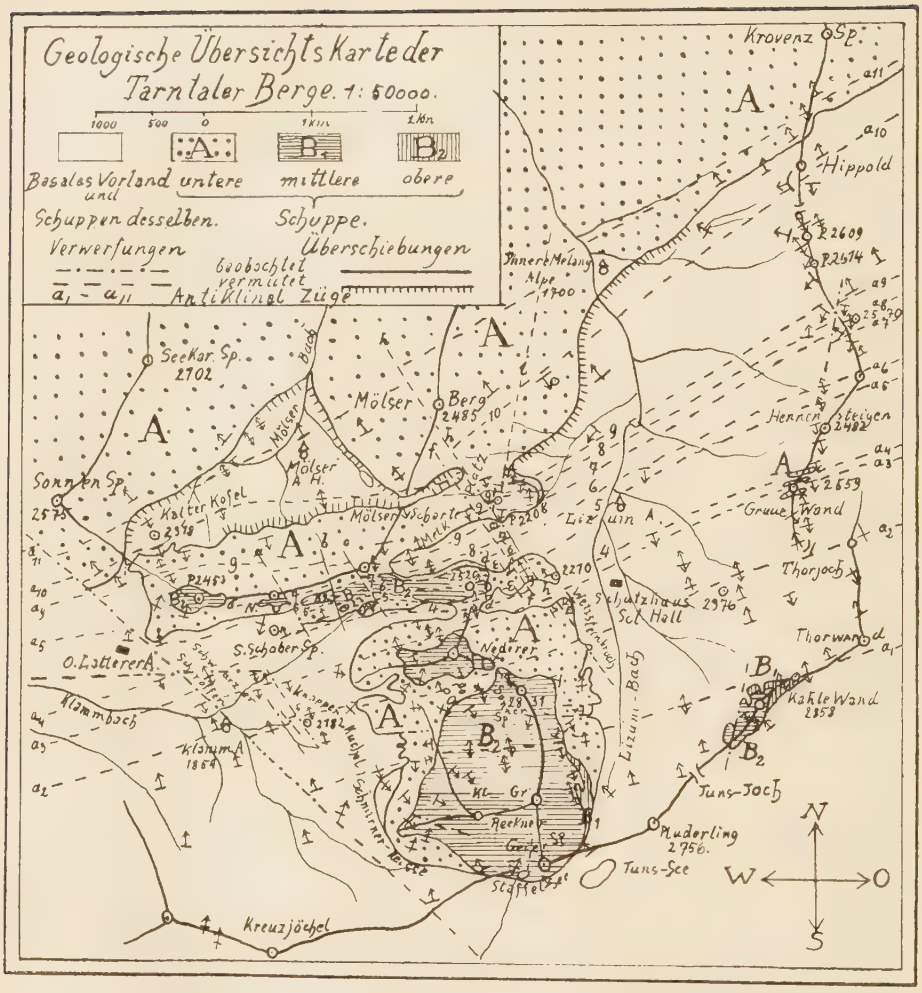
Nach den Überschiebungen und Gesteinsvermischungen begannen sekundäre Quarzlösungen, welche ich S. Q. genannt habe, ihr Werk.

Sie durchsetzen alle Gesteine, die vortriadischen wie die mesozoischen, die Serpentingesteine und die aus mechanischen Mischungen entstandenen Gesteine.

Zuletzt wurden die S. Q. und alle bereits metamorphen Gesteine, die sich bei den Überschiebungen nach der Metamorphose *C* in ein basales Vorland und zwei große und drei kleinere Schuppen gespaltet hatten, soweit sie faltbar waren, von starken Faltungen erfaßt. Die meisten der „Verwerfungen“ der Tarntaler Berge entstanden bei diesen Faltungen als Zerrspalten.

Nach den Faltungen wurden die dislozierten und gefalteten und schon teilweise erodierten Gebirgsmassen der Tarntaler Berge lange Zeit hindurch von mächtigen Eismassen bedeckt. Durch primäre Eis- und sekundäre Wassererosion erniedrigten und modellierten sie das Gebirge, sie ließen Moränen zurück und schwanden schließlich wieder in wärmeren Zeitläuften. Im Postglaziale begann erneut die Erosion des fließenden Wassers zu wirken, welche nur noch wenige ruinenhafte Reste eines typischen „Schuppen- und Faltengebirges“ hinterlassen hat.

Fig. 23.



Berichtigung.

In der links oben stehenden Erklärung zu obiger Übersichtskarte wurden die Signaturen B_1 und B_2 verwechselt und ist die richtige Stellung:

B_1 B_2

Lebenslauf.

Ich, Eduard Hartmann, wurde am 13. April 1887 als der Sohn des kgl. Oberregierungsrates Otto Hartmann zu München geboren.

Nach Absolvierung des humanistischen Gymnasiums (Maximilians-Gymnasium) zu München bezog ich behufs Studium der Geologie im Jahre 1906 die kgl. bayer. Ludwig Maximilians-Universität bis zum Sommersemester 1912.

Meine akademischen Lehrer waren: v. Baeyer, Broili, Donle, v. Goebel, v. Groth, v. Hertwig, Hoffmann, Ranke, Röntgen, Rothpletz, Stromer von Reichenbach und Weinschenk.